

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Erlangen

Qualitative und quantitative Untersuchungen an Dilatometerkurven von Tonen

Von

WERNER FORKEL

Mit 16 Textabbildungen

(Eingegangen am 13. Juli 1955)

Eine qualitative und quantitative Methode zur Bestimmung des Mineralbestandes von Tonen aus ihren thermischen Ausdehnungskurven und den berechneten Kurven der Ausdehnungskoeffizienten wird entwickelt und an Beispielen erläutert. Die Möglichkeit der Berechnung des zu erwartenden Kurvenverlaufs einer Mischung von Tonmineralen wird diskutiert.

Inhaltsübersicht

1. Tone und Dilatation	1
2. Mathematische Formulierung	2
3. Die Untersuchungsmethode	4
a) Herstellung der Proben	4
b) Dilatometer	5
c) Messung und Umrechnung	6
4. Kurven einiger reiner Tonminerale	7
5. Methode und Beispiel der qualitativen Dilatometeranalyse	10
6. Berechnung der Wirkwerte	12
a) Allgemeine Betrachtungen	12
b) Das System Quarz-Kaolinit	13
c) Temperaturabhängigkeit der Wirkwerte	15
7. Methode und Beispiel der quantitativen Dilatometeranalyse	16
8. Fehlerbetrachtung	19
9. Berechnung der Dilatation von Mineralgemischen	20
10. Schlußbetrachtungen	21
Literatur	22

1. Tone und Dilatation

Schon seit einiger Zeit wird die Messung der irreversiblen linearen thermischen Ausdehnung mit Erfolg zur Charakterisierung von Tonmineralen herangezogen. Bei gleichem Meßverfahren und bei gleicher Vorbehandlung der Proben sind die Dilatometerkurven reproduzierbar, ihre markanten Knickstellen deuten auf Konstitutionsänderungen hin. Andere Untersuchungsmethoden zeigen, daß es sich dabei um Gitterabbau unter Wasserabgabe, Modifikationsänderungen oder um chemische Reaktionen handelt. (Zusammenfassungen geben EITEL [2], SALMANG [5], STEGER [8].)

Die Dehnungskurve eines Tonminerals bleibt auch dann noch in seiner Form erkennbar, wenn diesem geringe Mengen anderer Substanzen zugesetzt werden, wie STEGER [7] gezeigt hat. Diese Tatsache wurde zur Identifizierung der Hauptkomponente von Tonen benutzt. Die Abweichungen von der Dehnungskurve des reinen Minerals lassen Rückschlüsse auf die Beimengungen zu.

Wenn es möglich ist, den Kurvenverlauf einer Mischung von Tonmineralen vorauszusagen, dann muß es ebenso möglich sein, aus diesem Verlauf die Kompo-

nenten quantitativ zu erfassen. BEECH und HOLDRIDGE [1] haben die Möglichkeit der Voraussage bestätigt; ihre vereinfachenden Annahmen der proportionalen Additivität und die daraus folgende Unabhängigkeit der Komponenten, sowie die Betrachtung eines allgemeingültigen Zweistoffsystems für Tone erscheinen allerdings geometrisch bzw. mineralogisch zu stark idealisiert. Schon 1934 hat STEGER [6] (vgl. auch [8]) nachgewiesen, daß das Zusammenwirken der Komponenten in einer Mischung nicht proportional zu ihrem prozentualen Anteil erfolgt.

Es soll im folgenden eine Methode beschrieben werden, mittels der außer qualitativen auch *quantitative* Bestimmungen des Mineralbestandes von Tonen aus ihren Dilatometerkurven möglich sind. Dazu wird der wahre lineare Ausdehnungskoeffizient herangezogen, der gebräuchliche mittlere Ausdehnungskoeffizient ist hier unzulänglich.

Die ersten mit dieser Methode gewonnenen Ergebnisse wurden vom Vorstand dieses Instituts, Herrn Prof. Dr. TH. ERNST, auf der Sitzung des Tonmineralausschusses der Deutschen Keramischen Gesellschaft im September 1954 in Mainz vorgetragen.

2. Mathematische Formulierung

Bei den folgenden Betrachtungen werden quasiisotrope, homogene Probekörper mit gleicher Korngrößenverteilung innerhalb der Einzelkomponenten vorausgesetzt. Die Vorbehandlung des Rohmaterials und die Herstellung der Proben sei in allen Schritten festgelegt und reproduzierbar; der Herstellungsvorgang soll in den Probekörpern kein geregeltes Gefüge erzeugen. Bei allen Messungen werden der gleiche Temperaturverlauf und eine homogene Temperaturverteilung im Ofen vorausgesetzt; im anderen Falle tritt sonst die Zeit als weitere Variable in den Gleichungen auf, was die Betrachtungen nur erschweren würde.

Der Längenzuwachs l einer Probe mit der Einheitslänge L_0 bei der Ausgangstemperatur T_0 und der Gesamtlänge L bei der Temperatur T wird erklärt als $l(T) = L(T) - L_0(T_0)$ ¹. Diese Probe sei aus den Komponenten 1, 2, ..., n mit den Prozentgehalten p_1, p_2, \dots, p_n zusammengesetzt.

Da allgemein nicht anzunehmen ist, daß die Komponenten der Mischung *mechanisch* unabhängig voneinander wirken, setzen wir für den Längenzuwachs l bei der Temperatur T

$$l(p_1, p_2, \dots, p_n, T) = \sum_{v=1}^n w_v(p_1, p_2, \dots, p_n, T) l_v(T). \quad (1)$$

Dabei ist $w_v(p_1, p_2, \dots, p_n, T)$ eine Funktion der Zusammensetzung und der Temperatur, die wir den *Wirkwert* der Komponente v nennen wollen. Unter den gemachten Voraussetzungen wird die Funktion w_v vom System bestimmt und ist von den Prozentgehalten *aller* Komponenten abhängig. Für diese Funktion gilt $0 \leq w_v \leq 1$. $l_v(T)$ gibt den Längenzuwachs — also die Dehnungskurve — der reinen Komponente v in Abhängigkeit von der Temperatur, wie er an Proben der Einheitslänge L_0 bestimmt wurde.

Mit der Dehnungskurve werden Gitterabbau unter Wasserabgabe und Modifikationsänderungen in die Betrachtungen eingeführt. Da der Gitterabbau mit einem Gewichtsverlust der Tonsubstanz verbunden ist, werden auch die ein-

¹ Die Betrachtungen gelten sinngemäß auch für Schwindungen, die als negative Dehnungen erfaßt werden.

geführten Prozentgehalte temperaturabhängig. Nun kann man annehmen, daß sich die Tonteilchen in der Mischung näherungsweise wie in der reinen Substanz verhalten; die Konstitutionsänderungen der reinen Komponenten sollen also *nicht* durch die Anwesenheit der anderen beeinflußt werden. In diesem Falle, und das ist wenigstens bei experimenteller Bestimmung der Wirkwerte und deren Anwendung zulässig, kann für die Prozentgehalte die Ausgangszusammensetzung eingesetzt werden, wenn ihre Temperaturabhängigkeit in die der Wirkwerte aufgenommen wird.

Chemische Reaktionen zwischen den Komponenten werden von der Gl. (1) nur dann erfaßt, wenn die Dehnungskurven der Reaktionsprodukte und deren prozentuale Zusammensetzung bekannt sind, denn das Dehnungsverhalten der neuen Komponenten ist in dem der ursprünglichen, reinen Komponenten nicht enthalten. Da das Temperaturgebiet, in dem die Reaktionen stattfinden, wegen seiner Unstetigkeiten und Unbestimmtheiten schwer zu erfassen ist, muß es von den Betrachtungen ausgeschlossen werden. Sonst aber bleiben diese formal gleich, sie beziehen sich lediglich auf das durch die Reaktionsprodukte gegebene System und auf die veränderten Prozentgehalte derselben. Diese Betrachtungen sind jedoch für die durchgeführten Untersuchungen bedeutungslos, da diese sich auf den Temperaturbereich bis 800° C erstrecken und deshalb von Reaktionen der Komponenten miteinander nicht gestört werden.

Da wir wissen wollen, wie sich der Längenzuwachs mit der Temperatur ändert, bilden wir die partielle Ableitung nach T

$$\frac{\partial l}{\partial T} = \sum_{v=1}^n \left(w_v \frac{\partial l_v}{\partial T} + \frac{\partial w_v}{\partial T} l_v \right). \quad (2)$$

Diese Ableitung stellt den linearen Ausdehnungskoeffizienten α als Funktion der Temperatur dar, multipliziert mit der Einheitslänge L_0 . Durch L_0 dividiert, folgt

$$\alpha = \sum_{v=1}^n \left(w_v \cdot \alpha_v + \frac{\partial w_v}{\partial T} \cdot \frac{l_v}{L_0} \right). \quad (3)$$

Der Ausdehnungskoeffizient setzt sich also zusammen aus dem der Einzelkomponenten (erstes Glied der Klammer) und je einem Glied, das die Änderung des zugehörigen Wirkwertes mit der Temperatur berücksichtigt. Wenn nachgewiesen werden kann, daß w_v sich nur wenig mit der Temperatur ändert oder von T unabhängig ist, wenn also $\partial w_v / \partial T$ klein bleibt oder verschwindet, dann kann das zweite Glied der Klammer, zumindest in Temperaturintervallen, vernachlässigt werden. Wieweit dies zutrifft und ob dieser Schritt erlaubt ist, soll in Abschnitt 6c untersucht werden. Für den Ausdehnungskoeffizienten erhalten wir unter dieser Voraussetzung

$$\alpha = \sum_{v=1}^n w_v \cdot \alpha_v. \quad (4)$$

Die Gl. (1) und (4) lassen sich für Analysen von Mischungen verwenden, dabei eignen sich Gl. (1) für quantitative und Gl. (4) für qualitative Untersuchungen, die in Abschnitt 7 bzw. 5 einzeln betrachtet werden. Für quantitative Aussagen sind noch die Funktionen w_v festzulegen und die Möglich-

keiten zu ihrer Berechnung zu untersuchen; dies soll in Abschnitt 6 ausgeführt werden.

Sind die Funktionen w , bekannt, dann ist es möglich, mit Gl. (3) bzw. (4) den zu erwartenden Kurvenverlauf der Dehnung einer Mischung zu berechnen nach

$$L = L_0 \left(1 + \int_{T_0}^T \alpha dT \right). \quad (5)$$

Diese Gleichung geht, wenn α von T unabhängig ist, über in die Definitionsgleichung für den mittleren Ausdehnungskoeffizienten,

$$L = L_0 \{ 1 + \bar{\alpha} (T - T_0) \} \quad (6a)$$

und

$$\bar{\alpha} = \frac{L - L_0}{L_0 (T - T_0)} = \frac{1}{L_0} \frac{\Delta L}{\Delta T}, \quad (6b)$$

der wohl zur Berechnung des wahren Ausdehnungskoeffizienten benutzt wird, sonst aber für analytische Zwecke nicht geeignet ist.

3. Die Untersuchungsmethode

Um die Bedingungen der folgenden Messungen festzulegen, seien die Vorbehandlung der Proben, die Apparatur und das Meßverfahren kurz erläutert.

a) Herstellung der Proben

Da die Tonprobe in der Meßanordnung freisteht, werden kurze, dicke Probekörper verwendet. Der Durchmesser von 13 mm gibt eine ausreichende Standfestigkeit bei genügendem radialen Temperatúrausgleich in der Probe. Eine Durchbiegung des noch plastischen Materials konnte bei der verwendeten Probenlänge von etwa 50 mm nicht beobachtet werden.

Die üblichen Pastillenpressen sind für die Herstellung dieser Proben ungeeignet, da das Ausstoßen derselben größere Kräfte erfordert als der Preßvorgang selbst. Die Adhäsion zwischen angepreßtem Ton und Wand ist so groß, daß auch die Reinigung der Preßform erschwert wird. Deshalb wurde die benutzte Form aus gehärtetem Stahl in Richtung der Bohrung aufgeschnitten; die polierten Trennflächen werden so durch Halteschrauben zusammengedrückt, daß das Preßgut seitlich nicht entweichen kann. Nach Lockern dieser Halteschrauben lassen sich die Probekörper leicht aus der Stahlform herauschieben.

Zur Probenherstellung stand eine Meßpresse zur Verfügung. Beim Pressen hat man zunächst die Haftreibung zu überwinden, zur Brikettierung genügen aber schon geringere Kräfte. Eine Meßreihe am Rohbentonit von Geisenheim¹ zeigt den Einfluß des Preßdruckes auf die Form der Dehnungskurve (Abb. 1)² und auf den daraus errechneten mittleren Ausdehnungskoeffizienten zwischen 300° C und 700° C (Abb. 2). Für diesen Bentonit ist das Maximum B charakteristisch; die Meßreihe läßt erkennen, wie gerade dieses Maximum mit zunehmendem Preßdruck schwächer wird. Der mittlere Ausdehnungskoeffizient nimmt mit wachsendem Druck ab. Die Herstellung der Probekörper erfolgte in unserem

¹ Der Fa. Erbslöh & Co., Geisenheim, sei für die Überlassung der Proben gedankt.

² Vgl. Abb. 4.

Falle bei 1400 at. Wegen der Adhäsion herrscht in der Probe nicht überall derselbe Druck, deshalb wurden die Probekörper umgedreht und von der anderen Stirnseite noch einmal dem gleichen Druck ausgesetzt.

Nicht alle Rohmaterialien lassen sich im zimmerfeuchten Zustand brikettieren, daher ist es notwendig, sie in definierter Weise anzufeuchten. Es hat sich gezeigt, daß derjenige Grad der Anfeuchtung günstig ist, bei dem in der Preßform unter dem angegebenen Druck gerade noch kein Wasser aus dem Preßgut austritt. Da es noch keine exakte Methode gibt, die bei einer unbekannten Mischung den Zusammenhang von Konsistenz und Anfeuchtungsgrad festlegt, ist diese Angabe einer gewissen Willkür unterworfen. Größere Feuchtigkeit bewirkt zwar hydrostatische Ausbreitung des Druckes, macht sich aber durch das Auftreten von Orientierungseffekten störend bemerkbar.

Leider sind die Einflüsse der Anfeuchtung und des Preßdruckes, besonders im Anfang der Dehnungskurven¹, groß und wegen ihrer mangelhaften Bestimmung nicht sicher zu eliminieren. Die dadurch entstehende Unsicherheit des Kurvenverlaufs wird auch durch nachträgliche Trocknung nicht gänzlich beseitigt; diese kann sogar den Verlauf der Kurve mancher Tonminerale bei niedrigen Temperaturen entscheidend verändern. Für quantitative Betrachtungen werden Kurvenabschnitte bei höheren Temperaturen herangezogen, in denen die genannten Einflüsse nicht mehr wesentlich stören.

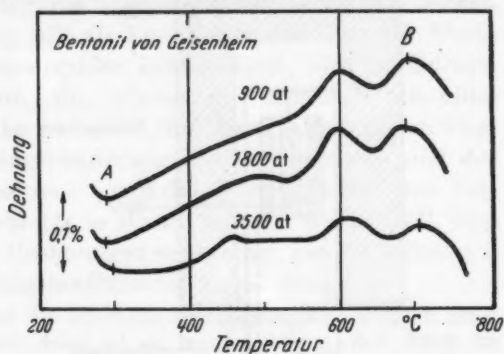


Abb. 1. Verlauf der Dehnungskurve von Montmorillonit I zwischen 300°C und 700°C bei verschiedenen Preßdrücken.

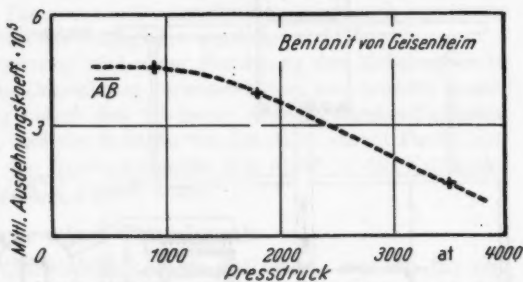


Abb. 2. Mittlerer Ausdehnungskoeffizient zwischen A und B der Abb. 1 in Abhängigkeit vom Preßdruck.

b) Dilatometer

Für die Messungen wurde ein Dilatometer mit induktivem Geber verwendet. Abb. 3 erläutert schematisch den Aufbau. Die freistehende Probe, deren Abmessungen innerhalb weiter Grenzen schwanken können und die deshalb nach der Beschaffenheit des Materials gewählt werden, ist über ein Gehänge aus Quarzglas mit dem Eisenjoch des Gebers verbunden. Um das Gewicht der beweglichen Teile des Dilatometers auf die ganze Oberseite der Probe zu verteilen, ist diese mit einem Steatitscheibchen bedeckt, auf dem erst der Quarzbügel aufliegt. Das Eisenjoch ist zwischen zwei Drosselspulen beweglich gelagert. Ändert sich die Länge der Probe, dann wandert das Eisenjoch aus seiner Lage

¹ Vgl. Tabelle 4.

und verstimmt die Stromkreise, in denen die Drosseln liegen. Die Unsymmetrie der beiden Stromkreise wird über ein Kreuzspulinstrument von einem Fallbügelschreiber registriert [4].

Da bei der großen Empfindlichkeit von etwa $1 \text{ mm}/\mu$ (Übersetzungsverhältnis 1:1000) die aufzuzeichnende Dehnung weit über den Bereich der Skala hinausgeht, wird die entstehende Kurve in sägezahnförmige Abschnitte aufgeteilt.

Dazu schalten Kontakte an den Enden der Skala, vom Zeiger betätigt, einen Elektromotor ein, der die Drosseln so dem Eisenjoch folgen läßt, daß bei der nächsten Registrierung der Zeiger wieder am anderen Ende der Skala liegt¹.

Auf dem Gehäuse des Gebers ist eine wassergekühlte Eisenplatte als Bezugsebene der Dehnung angebracht. Die Platte schirmt den Geber gegen die Wärmestrahlung des Ofens ab. Die Probe selbst steht auf einem auf der Kühlplatte befestigten Porzellankörper, der den Temperaturunterschied aufnimmt. Um eine gleichmäßige Temperatur auf der ganzen Länge der Probe zu erzielen, ist diese von einem Hohlzylinder aus Nickel umgeben. Die Temperatur wird, um die Dehnung der Probe nicht zu stören, unter Verzicht auf absolute Genauigkeit mit einem Thermoelement am Nickelzylinder gemessen und ebenfalls vom Schreiber registriert.

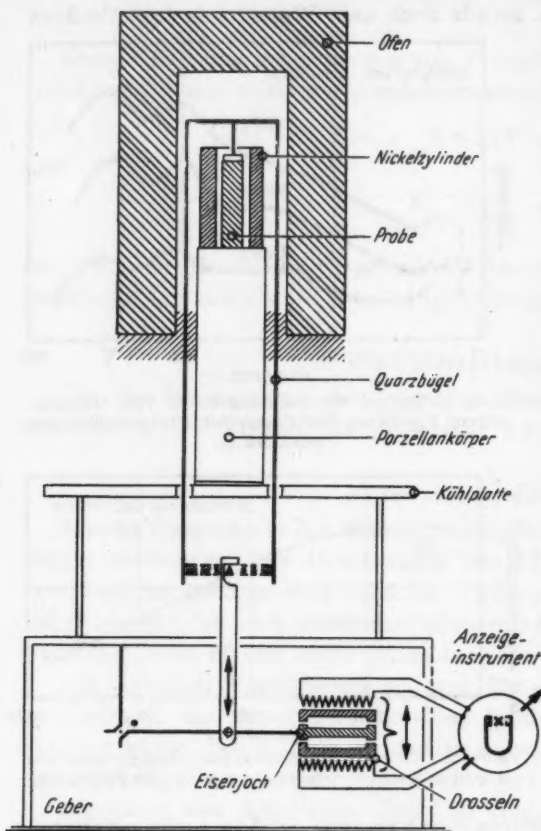


Abb. 3. Schematische Darstellung des Dilatometers.

c) Messung und Umrechnung

Ist die Probe eingesetzt, dann läßt man die Anlage solange ohne Heizung laufen, bis sich die Temperatur in der Anordnung und etwaige Spannungen in der Probe ausgeglichen haben (etwa 2 Std). Die Abweichung der Dehnungskurve von der Horizontalen gibt ein Maß für den Feuchtigkeitsgehalt der Probe.

Die Temperatur des Ofens wird mit einem Programmregler linear mit der Anheizgeschwindigkeit 1° pro Minute gesteuert. Die Maximaltemperatur der Messungen wurde aus technischen Gründen zunächst auf 800°C festgelegt; die Erfassung des Feldspates wurde dadurch erschwert. Wegen der geringen Trägheit und der Möglichkeit, mit dem Dilatometer große Schwindungen auszumessen, kann nach dem Hochheizen auch die mit gleicher Geschwindigkeit gesteuerte

¹ Hersteller: Fa. Siebenlist, München.

Abkühlung messend verfolgt werden. Dieser Teil der Dehnungskurve gestattet die Abschätzung des Quarzgehaltes. — Die sich ergebende lange Meßzeit (insgesamt etwa 24 Std) gewährleistet einen quasistationären Zustand in der Probe und hat bei der festgelegten Schreibgeschwindigkeit den Vorteil besserer Erkennbarkeit des Kurvenverlaufes. Sein Charakter bleibt aber auch bei veränderter Anheizgeschwindigkeit erhalten.

Der die Messung registrierende Streifen enthält sägezahnförmig aneinandergereihte Kurvenstücke der Feindehnung, die Temperatur der Probe (am Nickelblock gemessen) und die Grobdehnung, alle als Funktionen der Zeit. Die Grobdehnungskurve, die die Lage der Drosselspulen kennzeichnet, wird bei Schwindungen von der Größenordnung 0,1 mm/min, wie sie bei feuchten Montmorilloniten um 100° C infolge Wasserabgabe auftreten, für die Auswertung wichtig. Da in der Feindehnung noch die Längenänderung des Probenträgers und des Quarzbügels (Apparatedehnung) enthalten ist, und die Dehnungskurve zum Vergleich auf eine Einheitslänge der Probe ($L_0 = 10$ cm) bezogen werden soll, sind mit der Auswertung der Kurve einige Rechnungen verbunden, um die Dehnungskurve der Probe und deren Ausdehnungskoeffizienten zu erhalten.

Zur Auswertung des Meßstreifens wird die erhaltene Feindehnungskurve durch einen stückweise geraden Kurvenzug angenähert; dabei ist zu berücksichtigen, daß durch die Umschaltung am Skalenende ein Dehnungsintervall verlorengeht, welches durch Extrapolation bestimmt werden muß. Mit den an geeichten Ableselinealen bestimmten Werten der Knickstellen geht man in ein Rechenschema ein, wie es etwa in Tabelle 1 dargestellt ist, um den Rechengang zu rationalisieren. Die anzuwendenden Rechenoperationen sind in der 4. Zeile angegeben, die zweckmäßig spaltenweise ausgeführt werden.

Der erhaltene, stückweise gerade Kurvenzug wird unter Beachtung des Meßstreifens in die Dehnungskurve umgezeichnet, für ihre Darstellung verwendet man zweckmäßig immer die gleichen Koordinaten. Die Rechnung liefert den mittleren Ausdehnungskoeffizienten, der unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Sekante wenigstens in einem Punkt (angenähert T_z von Spalte 1) die Richtung der Kurventangente hat, leicht in die Kurve des wahren Ausdehnungskoeffizienten umgewandelt werden kann.

4. Kurven einiger reiner Tonminerale

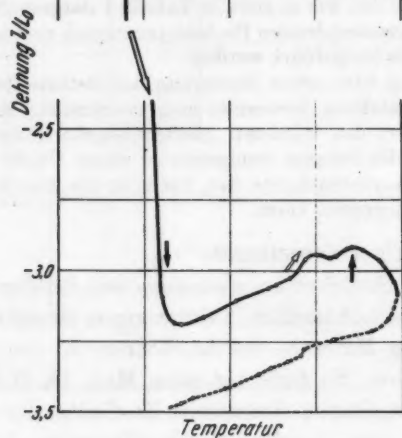
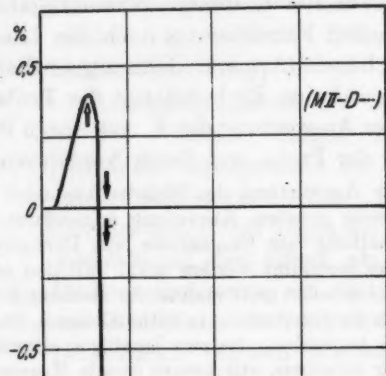
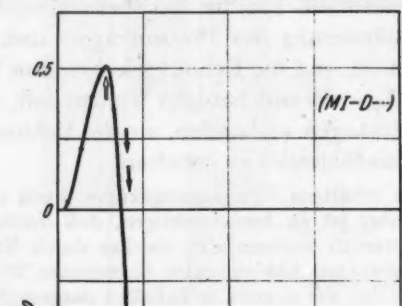
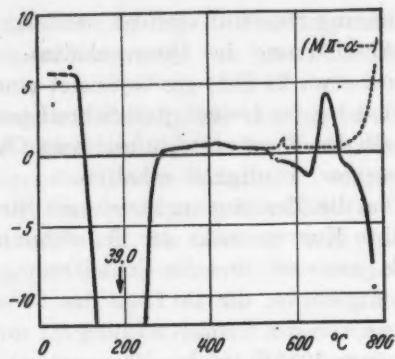
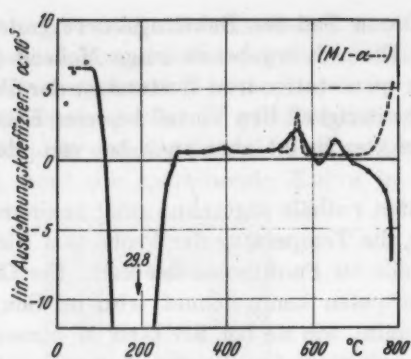
Um die weiteren Überlegungen übersichtlicher zu gestalten, werden für die markanten Kurventeile der benutzten Reinsubstanzen Abkürzungen eingeführt, die in Klammern die Kennbuchstaben der Minerale, die betrachtete Kurve und die Temperatur (° C) des Punktes enthalten. So bedeutet etwa Max. (K-D-505) das Maximum bei 505° C in der Dehnungskurve des reinen Kaolinites, der zugehörige Nulldurchgang in der Kurve des Ausdehnungskoeffizienten heißt entsprechend (K- α -505).

Die charakteristischen Merkmale der benutzten „reinen“ Tonminerale, deren Kurven die Abb. 4, 5, 6, 15 zeigen, sind in Tabelle 2 für die α -Kurven nebeneinandergestellt.

Die schonend gemahlten und abgeseihten Rohprodukte hat der Tonmineralausschuß der Deutschen Keramischen Gesellschaft dem Mineralogischen Institut überlassen. Die unten angegebenen *wahrscheinlichen* Zusammensetzungen sind Mitteilungen dieses Ausschusses entnommen. Benutzt wurde:

MI: *Montmorillonit I*, Abb. 4; Bentonit von Geisenheim (A). Wahrscheinliche Zusammensetzung: 80% Montmorillonit, 13% Glimmer, 7% Quarz.

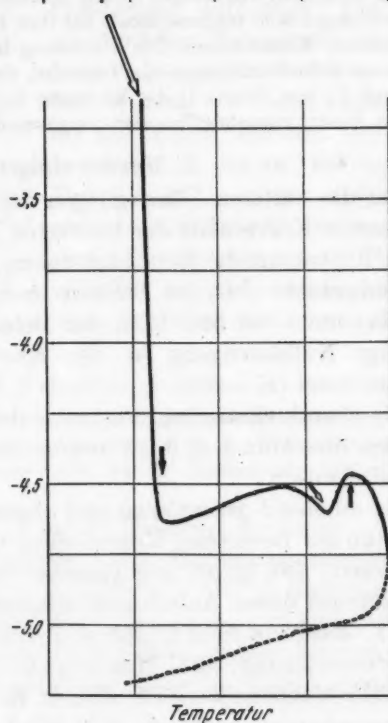
MII: *Montmorillonit II*, Abb. 5; Bentonit von Zypern. Wahrscheinliche Zusammensetzung: mehr als 95% Montmorillonit, 1% Quarz, Spuren Dolomit?



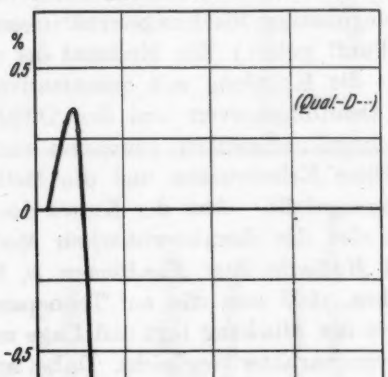
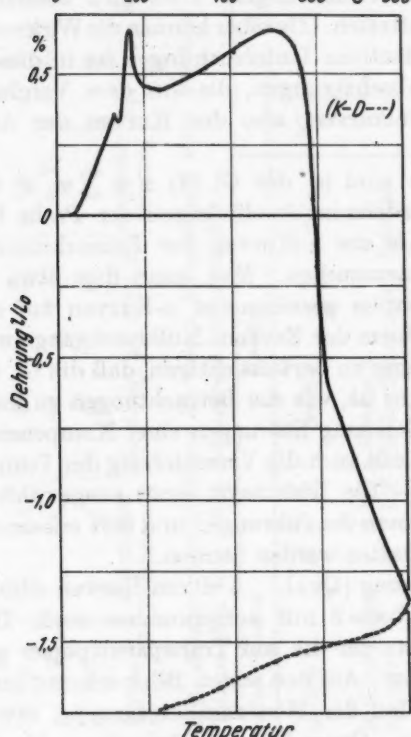
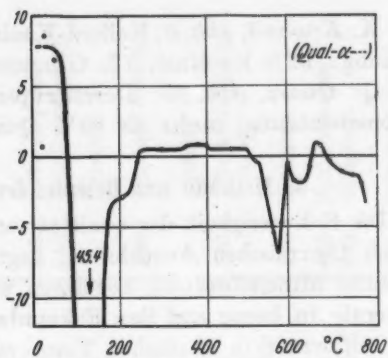
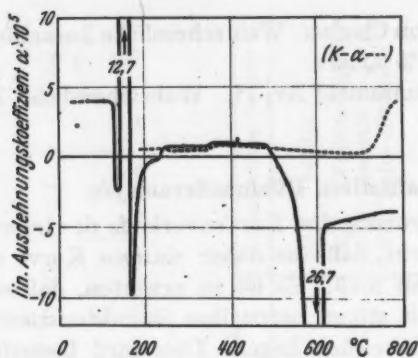
Temperatur
Abb. 4

Abb. 4. Reinsubstanz: Montmorillonit I
(Bentonit von Geisenheim).

Abb. 5. Reinsubstanz: Montmorillonit II
(Bentonit von Zypern).



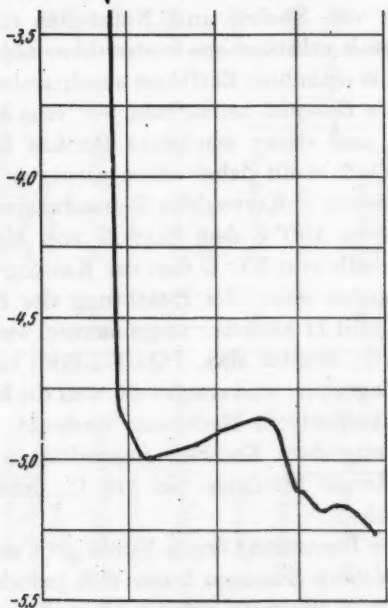
Temperatur
Abb. 5



Temperatur
Abb. 6

Abb. 6. Reinsubstanz: Kaolinit
(Kolloid-Kaolin von Chodau).

Abb. 7. Mischung: Beispiel zur qualitativen
Bestimmung des Mineralbestandes.



Temperatur
Abb. 7

K: Kaolinit, Abb. 6; Kolloid-Kaolin von Chodau. Wahrscheinliche Zusammensetzung: 92% Kaolinit, 7% Glimmer, 1% Quarz.

Q: Quarz, Abb. 15; Dörentruper Quarzmehl Nr. 11. Wahrscheinliche Zusammensetzung: mehr als 99% Quarz.

5. Methode und Beispiel der qualitativen Dilatometeranalyse

Die Schwierigkeit der qualitativen Deutung des Kurvenverlaufs der irreversiblen thermischen Ausdehnung liegt darin, daß aus dieser *einzig* Kurve der gesamte Mineralbestand abgelesen werden muß. Es ist zu erwarten, daß sich Minerale in bezug auf ihre Erkennbarkeit stören, wenn ihre charakteristischen Kurvenformen in ähnlichen Temperaturbereichen liegen. Dies wird besonders bei ungünstigen Mischungsverhältnissen auftreten. (Darüber können die Wirkwerte Auskunft geben.) Ein Merkmal der qualitativen Untersuchungen ist in diesem Falle die Kopplung mit quantitativen Abschätzungen, die aus dem Vergleich der Dehnungskurven und der Differentialkurven, also der Kurven der Ausdehnungskoeffizienten, gewonnen werden.

Diese Erkenntnisse und die Methode sind in der Gl. (4) $\alpha = \sum w_i \alpha_i$ zusammengefaßt. Aus der Kurve des Ausdehnungskoeffizienten der Probe hat man also die charakteristischen Merkmale der α -Kurven der Reinsubstanzen nach Maßgabe ihrer Funktionen w_i herauszusuchen. Man kann dies etwa so machen, daß man die auf Transparentpapier gezeichneten α -Kurven auf die Kurve der Mischung legt und Lage und Form der Zacken, Nulldurchgänge und Kurvencharakter vergleicht. Dabei ist immer zu berücksichtigen, daß die Gl. (4) nur in gewissen Temperaturbereichen gültig ist, wie die Betrachtungen zu ihrer Ableitung zeigen. Außerdem läßt diese Gleichung Störungen einer Komponente durch dominierende andere zu. Gl. (4) schließt auch die Verschiebung der Temperatur von Zacken und Nullstellen ein. — Die Diskussion eines ausgewählten Beispiels erläutert am besten diese allgemeinen Ausführungen und läßt erkennen, wie die einzelnen Einflüsse auseinander gehalten werden können.

Als *Beispiel* betrachten wir eine Mischung (Qual.-...), deren Kurven Abb. 7 zeigt und deren markante Punkte in Tabelle 2 mit aufgenommen sind. Die Tabelle 2 stellt dabei einen geringen Ersatz für die auf Transparentpapier gezeichneten α -Kurven der Reinsubstanzen dar. Auf den ersten Blick erkennt man bei etwa 150° C den Einfluß von Mineralen der Montmorillonitgruppe, etwas unterhalb von 600° C den der Kaolingrouppe. Quarz kann nur in geringer Menge vorhanden sein. Bei Beachtung der Form von Max. (Qual.- α -660) kann Montmorillonit II als sicher angenommen werden. In kleiner Menge ist Montmorillonit I möglich, worauf Max. (Qual.- α -600) hindeutet. Die Entscheidung innerhalb der Kaolingrouppe wird erschwert, weil die Montmorillonitschwindung bei etwa 150° C charakteristische Merkmale verdeckt, außerdem kann Min. (Qual.- α -580) nicht eindeutig dem Kaolinit zugeordnet werden, denn für Halloysit liegt das entsprechende Minimum bei 575° C. Andere Minerale sind nur in geringer Menge möglich.

Die Benutzung der α -Kurve gibt wertvolle Hinweise auf die möglichen Minerale, sichere Aussagen lassen sich jedoch durch einfachen Vergleich nicht machen. Man muß vielmehr die Gl. (4) voll ausnutzen, also nicht nur die Lage und die Form, sondern auch die Größe der Zacken berücksichtigen. Ohne uns weiter

um den genauen Verlauf der Funktionen w , zu kümmern, der in den meisten Fällen doch nicht bekannt sein wird, nehmen wir die w , proportional zu ihrem Prozentgehalt und unabhängig von der Temperatur an.

Vergleichen wir den Abfall nach (K-D-505) mit dem unserer Probe, so kann man aus der Größe der Schwindung auf 20—30% des möglichen Kaolinit schließen. Daraus errechnet man für α um 660° C für Kaolinit den Wert $-1 \cdot 10^{-5}$ und benutzt diesen als Nulllinie für M II. Damit schätzen wir aus dem Max. (Qual.- α -660) im Vergleich mit (M II- α -675) den Anteil von M II auf etwa 50%. Die Höhe von (M I- α -660) würde nicht ausreichen, um das Max. (Qual.- α -660) zu beschreiben. Dagegen läßt sich das kleine Max. (Qual.- α -600) nur durch M I erklären. M I (und der hier gleichsinnig wirkende, als Verunreinigung vorhandene Glimmer) ist in der Lage, das Min. (K- α -595) nach tieferen Temperaturen hin zu verschieben, so daß wir jetzt aus dem Min. (Qual.- α -580) das Mineral der Kaolingrouppe als Kaolinit identifizieren können. Diesen Schluß rechtfertigen auch der Nulldurchgang bei (Qual.- α -505) und der Wendepunkt (Qual.- α -210).

Das tiefe Min. (Qual.- α -140) und das Max. (Qual.- α -660) verlangen viel Montmorillonit, doch läßt sich nicht ohne genaue Kenntnis der Funktionen w , entscheiden, wie dieser unter M I und M II aufzuteilen ist.

Wir stellen noch einmal heraus: die α -Kurve spricht bei

- 140° C für *Montmorillonitgruppe*,
- 210° C für Kaolinit,
- 505° C für Kaolinit,
- 580° C für *Kaolingrouppe*,
- 600° C für Kaolinit + Montmorillonit I,
- 660° C für Montmorillonit II (+ Montmorillonit I).

Eingewogen wurden: 40% Kaolinit, 20% Montmorillonit I, 40% Montmorillonit II. Die Probe war bei der Herstellung etwas zu feucht, was sich in der starken Schwindung nach 80° C äußert.

6. Berechnung der Wirkwerte

a) Allgemeine Betrachtungen

In unserem qualitativen Beispiel haben wir praktisch den Kurvenverlauf aus den Einzelmineralen zusammengesetzt. Der Vergleich der α -Kurven war mehr oder weniger ein Hilfsmittel dazu. Der absolute Fehler von 15% für Kaolinit zeigt, daß die Proportionalität zum Prozentgehalt nur eine Näherung ist. Wenn genauere Aussagen angestrebt werden, dann müssen die Wirkwerte als Funktionen der Zusammensetzung bestimmt werden.

Zu diesem Zwecke betrachtet man die Gl.(1), die als Definitionsgleichung angesehen werden kann. Bei n Komponenten haben wir eine lineare Gleichung mit n Unbekannten w_i ; wenn die Zusammensetzung vorgegeben ist, dann handelt es sich dabei um feste Werte, die aus der Dehnungskurve zu berechnen sind. Dabei ist immer zu berücksichtigen, daß diese Wirkwerte von der Temperatur abhängen können, wie in Abschnitt 2 ausgeführt wurde. Bestimmt man die $l(T)$ in schmalen Temperaturintervallen der Dehnungskurve, die keine starken Änderungen zeigen, also in Gebieten, die keine Konstitutionsänderungen aufweisen, dann können die Wirkwerte als unabhängig von der Temperatur angenommen werden. Die Berechnung erfordert die Auflösung von n Gleichungen der Form (1);

die Rechnungen werden mit wachsender Zahl n zeitraubender und wegen der Meß- und Rechenfehler immer ungenauer.

Um diese Schwierigkeiten zu umgehen, wird man versuchen, durch Zusatzannahmen und Kunstgriffe die Zahl der Unbekannten zu reduzieren. Die Komponenten geringer Plastizität und geringer thermischer Dehnung kann man als Verdünnungs- oder Magerungsmittel ansehen und wenigstens bei geringem Prozentgehalt ihren Wirkwert als proportional zum Anteil setzen, also $w_v = p_v/100^1$. Ist die Längenänderung einer Komponente in einem Temperaturintervall klein und kann ihr Einfluß vernachlässigt werden (eventuell durch günstige Differenzbildung), dann können die auftretenden Änderungen von $l(T)$ in diesem Intervall

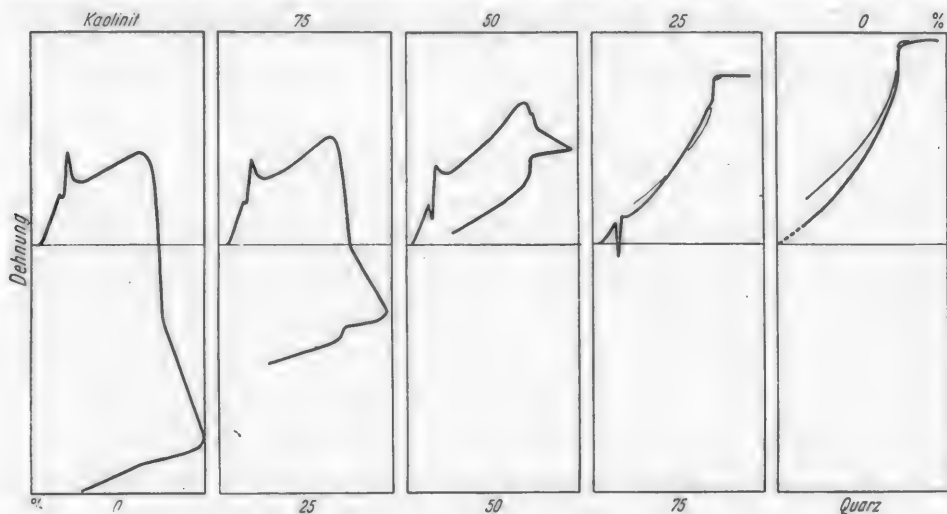


Abb. 8. Dehnungskurven in Abhängigkeit von der Zusammensetzung im System Quarz—Kaolinit.

den verbleibenden Komponenten zugeschrieben werden. In dieser Weise wirkt etwa ein Quarzgehalt oberhalb 600°C wegen seiner geringen Dehnung. — Diese Näherungsrechnungen sind ebenfalls für das Gleichungssystem (4) möglich, das auch zur Bestimmung der Wirkwerte benutzt werden kann. Schließlich bleibt nichts weiter übrig, als die Gleichungen nach den verbleibenden Unbekannten aufzulösen. (In Abschnitt 7 werden andere Näherungsverfahren für die Berechnung der w_v angeführt).

b) Das System Quarz—Kaolinit

Das System Quarz—Kaolinit scheint geeignet, die Betrachtungen des vorigen Abschnittes zu erläutern. Man wird dazu Proben mit wechselnder Zusammensetzung herstellen und ausmessen, die Meßkurven auswerten und umrechnen. Die Abb. 8 läßt die Abhängigkeit der Dehnungskurven von der Konzentration erkennen. Es erscheint angebracht, für genauere Bestimmungen mehrere Aufnahmen zu machen und die erhaltenen Werte etwa über die Ausdehnungskoeffizienten zu mitteln; die Berechnung der Dehnungskurve erfolgt dann (eventuell graphisch) nach Gl. (5).

¹ Wird die Erweiterung eines bekannten Systems mit dieser Annahme vorgenommen so ist mit erheblichen Fehlern zu rechnen.

Aus Differentialthermokurven und aus anderen Untersuchungsmethoden, die zusammenfassend von JASMUND [3] beschrieben sind, kann man schließen, daß die Umwandlung des Kaolinites in einen Zwischenzustand („Metakaolin“) nach (K- α -620) beendet ist. Um zu einer Berechnung der Wirkwerte für Kaolinit zu kommen, nehmen wir diese zwischen 620° C und 750° C als unabhängig von der Temperatur an. Die Dehnungskurve des Quarzes (Abb. 15) zeigt in diesem Gebiet nur geringe Längenänderung, die im Vergleich zu Kaolinit wenigstens bei geringer Quarzkonzentration vernachlässigt werden kann. Für beide Temperaturen bilden wir die Gl. (1) und berechnen unter Vernachlässigung des Quarz-Summanden (solange dieser klein gegen den Kaolinit-Summanden bleibt) die Differenz

$$l(620) - l(750) = w_K(p_K, p_Q) \cdot \{l_K(620) - l_K(750)\},$$

die nach w_K aufzulösen ist.

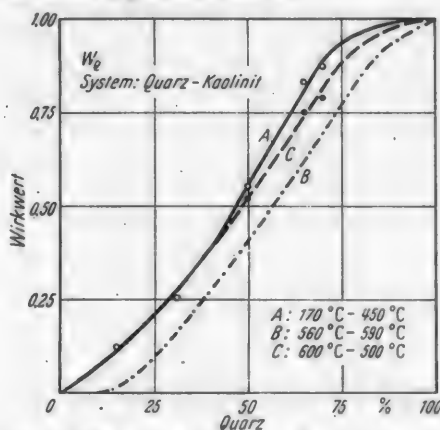


Abb. 9. Wirkwert des Quarzes in verschiedenen Temperaturintervallen.

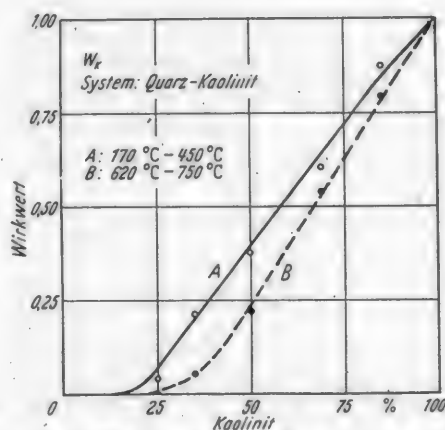


Abb. 10. Wirkwert des Kaolinites in verschiedenen Temperaturintervallen.

Wird der Anteil des Quarzes größer, so daß sein Einfluß nicht mehr vernachlässigt werden kann, dann muß ein System von zwei Gleichungen der Form (1) nach w_K aufgelöst werden. Berechnungen von w_Q werden in diesem Bereich zu ungenau, da die Meßfehler von der gleichen Größenordnung sind wie der Summand $w_Q \cdot (l_{1Q} - l_{2Q})$.

Da bei (Q- α -730) der Ausdehnungskoeffizient des Quarzes Null wird und auch in den benachbarten Temperaturgebieten klein bleibt, können wir dort in diesem System die Gl. (4) heranziehen und brauchen auf die Temperaturabhängigkeit der Wirkwerte keine Rücksicht zu nehmen. Die Gl. (4) reduziert sich für alle Kaolinitanteile auf

$$\alpha(730) = w_K(p_K, p_Q) \cdot \alpha_K(730), \quad (7)$$

die nach w_K aufgelöst, diese Funktion bei der Temperatur 730° C ergibt.

Der nach diesen Gleichungen berechnete Wirkwert des Kaolinites ist in Abb. 10 als Kurve B gezeichnet.

Unterhalb 500° C hat die Umwandlung des Kaolinites noch nicht merklich begonnen, so daß auch hier mit der Unabhängigkeit der Wirkwerte von der Temperatur gerechnet werden kann. Die Zusammenhänge sind aber hier nicht

mehr so günstig, weil alle Werte und Differenzen für Quarz und Kaolinit nicht Null werden; deshalb kann die Berechnung der Gleichungen nicht vereinfacht werden. Da in diese Berechnungen die Meßfehler sehr stark eingehen¹, sind viele Punkte dazu heranzuziehen. Für die Berechnung der Kurve A der Abb. 10 wurden Kurvenpunkte zwischen den Temperaturen 170—250° C und 250—450° C herangezogen, beide Intervalle ergaben die gleiche Kurve A.

Mit diesen Wirkwerten w_K oder direkt aus den nach w_Q aufgelösten Gl. (1) kann nun die Funktion w_Q wenigstens im Bereich bis 450° C berechnet werden. Die gefundene Kurve A ist in Abb. 9 dargestellt.

Wegen der auftretenden Umwandlungen, die sich in der großen Längenänderung äußern und mit Temperaturabhängigkeiten verbunden sind, kann der Bereich zwischen 450° C und 620° C nur mittels Näherungsverfahren überbrückt werden, die der Abschnitt 7 erläutert. Für die Analyse hat dieses Gebiet untergeordnete Bedeutung.

c) Temperaturabhängigkeit der Wirkwerte

Bei guter Reproduzierbarkeit der Kurven, wenn also alle Herstellungsschwierigkeiten beseitigt sind und die Einflüsse der Vorbehandlung definiert werden können, läßt sich die Temperaturabhängigkeit der Wirkwerte, wenn die Fehler genügend klein bleiben, hinreichend genau feststellen. Wie wir gesehen haben, wird zur Berechnung der Wirkwerte immer ein mehr oder weniger großes Temperaturintervall benutzt, so daß es nicht möglich ist, die w , als Funktionen der Temperatur exakt zu berechnen.

In dem angeführten Beispiel des Systems Quarz—Kaolinit zeigt sich, daß bei dem speziellen Aufnahmeverfahren die Wirkwerte des Kaolinites zwischen 170° C und 450° C einerseits und über 620° C andererseits beträchtlich voneinander abweichen. Die Änderungen der Funktion w_K liegen im Gebiet der Umwandlung des Kaolinites in „Metakaolin“. Schätzt man die in Gl. (3) durch die Temperaturabhängigkeit der Wirkwerte entstehenden Glieder ab, so gelangt man zu Werten von der Größenordnung 10^{-5} , die mit den Ausdehnungskoeffizienten der reinen Komponenten vergleichbar werden und deshalb in diesem Gebiet nicht vernachlässigt werden dürfen.

Bei Quarz zeigen die Näherungsbetrachtungen des Abschnittes 7, die auf die Kurven B und C der Abb. 9 führen, daß auch der Wirkwert des Quarzes im System Quarz-Kaolinit temperaturabhängig ist. Dabei stellt die Kurve B einen mittleren Verlauf zwischen (Q-D-560) und (Q-D-590) dar; mit zunehmender Annäherung an (Q-D-575) entfernt sich diese Kurve von der Kurve A. Da die Umwandlung des Quarzes nicht mit einer stofflichen Veränderung verbunden ist und trotzdem die Funktion w_Q bei 575° C verschiebt, kann man schließen, daß die Wirkwerte von rein physikalischen Größen aller Komponenten abhängen. Um diese Fragestellung besser zu beleuchten, wäre es notwendig, die Funktion w_Q auch noch oberhalb 600° C zu kennen, was aber wegen der auftretenden Meßfehler schwer zu erreichen ist. Für andere Betrachtungen hat der Wirkwert des Quarzes nach der Umwandlung nur noch geringe Bedeutung, da der Quarz als Verdünnungs- und Stützsubstanz wirkt, sich aber sonst nicht weiter an der Dehnung beteiligt.

¹ Vgl. Tabelle 3 und 4.

7. Methode und Beispiel der quantitativen Dilatometeranalyse

Die Bestimmung des Wirkwertes gibt umgekehrt eine Möglichkeit, den Prozentgehalt einer Komponente eines bekannten Systems zu bestimmen. Aus den Gl. (1) und (4) wird der Wirkwert errechnet, wie es in Abschnitt 6b beschrieben wurde; der gewonnene Wert führt über die Eichkurve zum Prozentsatz der untersuchten Komponente. Unbekannte und unberücksichtigte Anteile verschieben im allgemeinen die Kurve w , und führen damit zu falschen Aussagen.

Eine andere und in vielen Fällen bequemere Methode läßt sich dadurch erreichen, daß man die Veränderung eines markanten Kurventeils der zu untersuchenden Komponente allein dieser zuschreibt und die Veränderung mit der Konzentration bestimmt. Dazu eignet sich besonders die Dehnungskurve, da in diesem Falle die Temperaturabhängigkeit der Wirkwerte durch

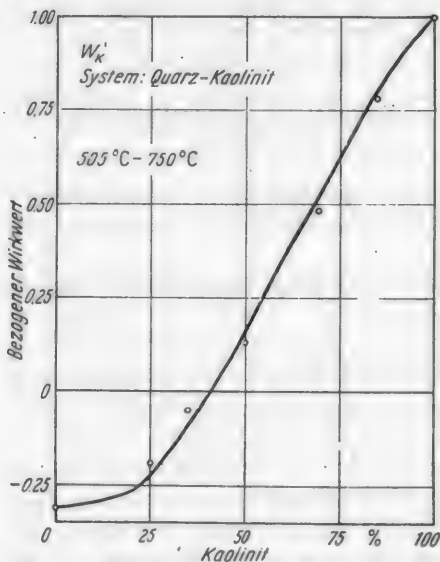


Abb. 11. Veränderung der Kaolinitsschwindung zwischen (K-D-505) und (K-D-750) mit der Konzentration. Die Funktion ist auf Kaolinit bezogen und aus den zugehörigen Wirkwerten w_Q und w_K berechnet.

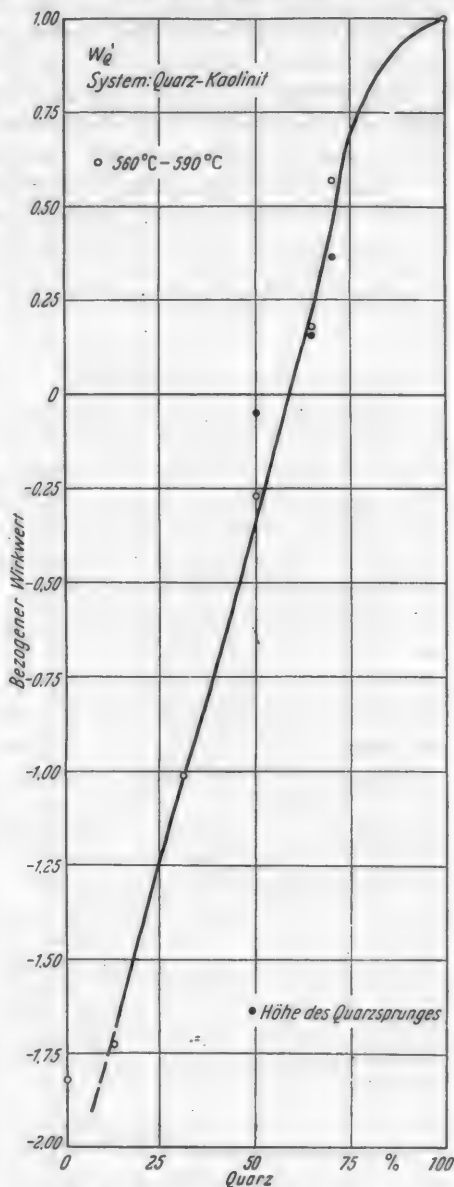


Abb. 12. Veränderung des Quarzsprunges beim Anheizen zwischen (Q-D-560) und (Q-D-590) mit der Konzentration. Die Funktion ist auf Quarz bezogen und aus den zugehörigen Wirkwerten w_Q und w_K berechnet.

die experimentelle Bestimmung der Funktionen umgangen wird. Außerdem hat die Dehnungskurve den Vorteil größerer Genauigkeit.

Um diese Art der quantitativen Untersuchung zu beschreiben, setzen wir für unsere Gl. (1) eine einfachere (die analog auch für Gl. (4) gebildet werden kann), welche die Größe des Längenzuwachses zwischen ausgesuchten Temperaturen auf eine geeignete Komponente bezieht:

$$l(T_1) - l(T_2) = w'_v(p_v) \cdot \{l_v(T_1) - l_v(T_2)\} = w'_v(p_v) \cdot \Delta l_v. \quad (8)$$

Bilden wir in Gl. (1) die Differenz des Längenzuwachses zwischen diesen Temperaturen, dann ergibt sich durch Vergleich der rechten Seiten beider Gleichungen eine Möglichkeit zur Berechnung der Funktion w'_v . Dieser auf eine ausgewählte Komponente bezogene Wirkwert bekommt in unserem Zweistoffsystem die Form

für Kaolinit $w'_K = w_K + w_Q \frac{\Delta l_Q}{\Delta l_K}, \quad (9)$

für Quarz $w'_Q = w_K \frac{\Delta l_K}{\Delta l_Q} + w_Q. \quad (10)$

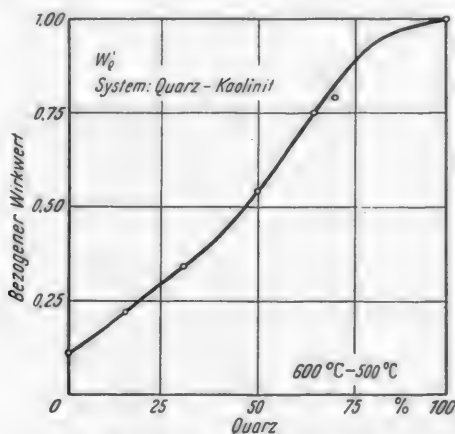


Abb. 13. Veränderung des Quarzsprunges beim Abkühlen zwischen (Q-D-600) und (Q-D-500) mit der Konzentration. Die Funktion ist auf Quarz bezogen und aus den zugehörigen Wirkwerten w_Q und w_K berechnet.

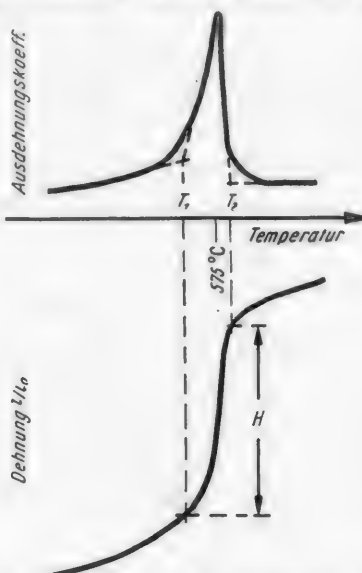


Abb. 14. Idealisierung der Quarzzacke zur Abschätzung des Quarzgehaltes aus der Höhe H des Quarzsprunges. Die Temperaturen T_1 und T_2 werden aus der α -Kurve bestimmt, die ihrerseits H festlegen.

In Abb. 11 ist die so erklärte Funktion w'_K (auf die Kaolinitkomponente bezogen) zwischen den Temperaturen 505°C und 750°C dargestellt. Wie diese Kurve unterhalb 40% Kaolinit zeigt, kann der bezogene Wirkwert auch negativ werden; daß dieser im allgemeinen nicht bei Null beginnt, lassen die Gl. (9) und (10) erkennen. Obgleich die bezogenen Wirkwerte nur sinnvoll sind, wenn sie positive Werte annehmen, ist ihre Berechnung doch für alle Zusammenstellungen möglich und für bestimmte Auswertungen zweckmäßig.

Aus w'_Q zwischen 560°C und 590°C (Abb. 12) kann man beispielsweise erklären, warum der Quarzsprung in einer Mischung beim Anheizen erst oberhalb 60% Quarz erkennbar wird. Erst von dieser Grenzkonzentration an überwiegt in Gl. (10) der Quarzsummand gegenüber dem negativen Kaolinitsummanden. Die experimentelle Nachprüfung ergab eine befriedigende Übereinstimmung mit der nach Gl. (10) berechneten Kurve.

Auch für die Abkühlungskurven lassen sich entsprechende Funktionen ermitteln; so zeigt Abb. 13 den bezogenen Wirkwert für Quarz zwischen 600°C

und 500° C. Aus dieser Funktion läßt sich mit Gl.(10) der Wirkwert w_Q um 575° C beim Abkühlen berechnen, das Ergebnis zeigt die Kurve C der Abb. 9.

Will man die Größe des Quarzsprunges beim Abkühlen allein ausmessen, dann läßt sich in der Dehnungskurve eine geeignete untere Grenztemperatur schwer feststellen. Hier leistet die α -Kurve gute Dienste; wenn die Quarzzacke

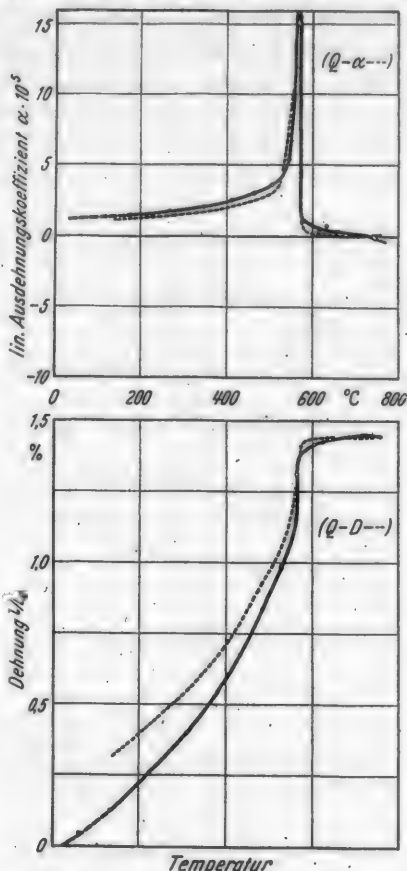


Abb. 15. Reinsubstanz: Quarz (Dörentzper Quarzmehl Nr. 11)

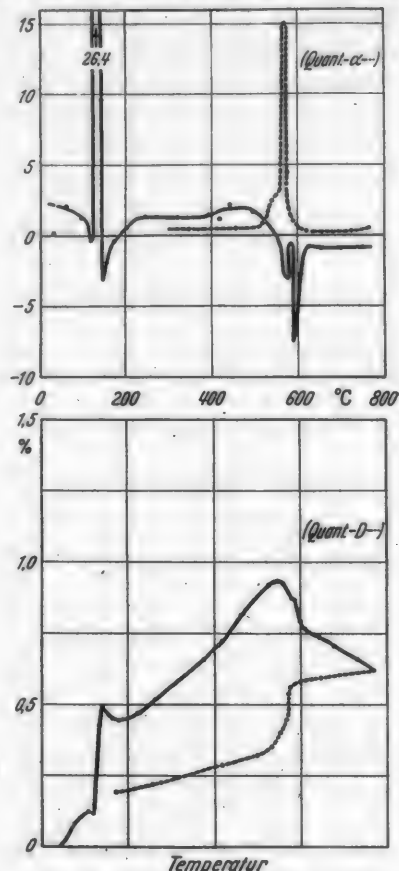


Abb. 16. Mischung: Beispiel zur quantitativen Bestimmung des Mineralbestandes

gut ausgebildet ist, kann sie in der Art der Abb. 14 idealisiert werden. Man gewinnt zwei Temperaturen T_1 und T_2 , zwischen denen die Höhe des Quarzsprunges in der Dehnungskurve festgelegt wird. Der aus diesen Werten errechnete Bruchteil von der Höhe, bei reinem Quarz führt auf eine Kurve, die fast mit der Kurve A der Abb. 10 übereinstimmt. Diese Methode hat den Vorteil, daß sie bei Tonen in gewissen Grenzen vom System unabhängig ist und deshalb auch bei unbekannter Zusammensetzung schon zu einer guten Abschätzung des Quarzes führt.

Mit diesen Verfahren bekommt man genügend Bestimmungstücke aus einer einzigen Kurve, um den wahren Wert der Zusammensetzung innerhalb der erreichbaren Fehlergrenzen anzunähern. Durch mehrere Messungen an der gleichen Probe lassen sich systematische Fehler einengen.

Als *Beispiel* (Quant. . . .) für eine quantitative Bestimmung ist eine Mischung von 50% Kaolinit und 50% Quarz herausgesucht, deren Kurven die Abb. 16 zeigt. Wie die α -Kurve im Vergleich zu Abb. 6 — [besonders das Intervall (Quant.- α -20) bis (Quant.- α -200), ferner das Gebiet um (Quant.- α -425) und die Form der Quarzzacke beim Abkühlen] — erkennen läßt, ist die Messung nicht ideal verlaufen. Der Verlauf der Abkühlungskurve unterhalb (Quant.-D-500) ist weniger steil, so daß auf eine Auflockerung der Probe geschlossen werden muß. In Tabelle 3 werden einzelne Kurventeile zur Berechnung herangezogen und mit den entsprechenden Kurven der Wirkwerte verglichen, die gefundenen Prozentsätze werden gemittelt und ergeben für Quarz $50 \pm 4\%$, für Kaolinit $48 \pm 4\%$.

Tabelle 3. Auswertung des quantitativen Beispiels (Abb. 16)

Substanz	Temperaturintervall [°C]	Kurve	Gemessene Größen		Wirkwert (Bruchteil)	Abbildung und Kurve	Prozentgehalt	Mittelwert und Fehlergrenzen
			Reine Komponente	Mischung				
Quarz	250—450	D	1,00	0,53	0,53	9 A, w_Q	49,0	Mittelwert 50,25 Ergebnis: $50 \pm 4\%$ Quarz
	560—590	D	0,275	— 0,078	— 0,28	12, w'_Q	51,5	
	600—500	D	0,480	0,257	0,54	13, w'_Q vgl. 14	50,0	
	Quarzsprung (Abkühlung)							
	580—544 (Anheizen)	D	0,360	0,201	0,56	9 A, w_Q	50,5	
	~ 580	D	0,360	— 0,004	— 0,01	12, w'_Q	(58)	
Kaolinit	144—182	D	1,00	0,375	0,375	10 A, w_K	48,0	Mittelwert 48,25
	210—450	D		ungeeignet, da α -Kurve nicht gut ausgebildet!				
	505—750	D	— 1,825	— 0,239	0,13	11, w'_K	48,0	Ergebnis: $48 \pm 4\%$ Kaolinit
	600—750	D	1,00	0,21	0,21	10 B, w_K	48,5	
	735	α	— $4,3 \cdot 10^{-5}$	— $0,9 \cdot 10^{-5}$	0,21	10 B, w_K	48,5	

8. Fehlerbetrachtung

Große Fehler bei der quantitativen Bestimmung der Bestandteile einer Mischung sind dann zu erwarten, wenn Komponenten übersehen worden sind. Beispielsweise verschiebt Feldspat, der in geringer Menge schwer zu erkennen ist, die Kurven w_K so, daß sich der Wirkwert zunehmend der Proportionalität nähert. Ähnlich kann eine Korngrößenverteilung, die stark von der bei der Berechnung der Wirkwerte zugrunde gelegten abweicht, große Veränderungen der Wirkwerte erzeugen. So unterscheidet sich etwa Quarz mit grober Körnung von solchem mit kleinerer Körnung dadurch, daß zwischen groben Körnern mehr feine Kaolinitteilchen eingebaut werden können, die bei der linearen Dehnung nicht mehr in Erscheinung treten. Bei Anwesenheit von grobem Quarz wird w_K also erst bei höheren Prozentgehalten von Null verschiedene Werte annehmen. Daraus ergibt sich nach Gl. (10), daß die Quarzzacke beim Aufheizen schon bei geringerer Quarzkonzentration erkennbar wird, wie durch Messungen nachgeprüft werden konnte.

Ungleichmäßige Spannungen, die im Großen zu Rissen führen und im Kleinen eine Auflockerung des Gefüges bedingen, können ebenfalls als Fehlerquellen auftreten. Wie oben ausgeführt, gibt Abb. 16 ein Beispiel für eine solche Auflockerung. In diesem Falle wird die Festlegung von T_1 bei der Abschätzung des Quarzgehaltes unsicher.

Solche systematischen Fehler müssen aber bei der Fehlerbetrachtung, die ja statistisch ist, ausgeschlossen werden, weil sie den wahrscheinlichsten Wert einseitig verschieben. Um die Unbestimmtheiten, die durch fehlerhafte Herstellung der Proben erzeugt werden, zu verringern, werden alle Bestimmungen im Bereich oberhalb 200° C vorgenommen. Allerdings lassen sich dadurch Orientierungseffekte und Druckeinflüsse (s. Abb. 1 und 2) nicht ganz beseitigen.

Da es sich bei der quantitativen Analyse um Relativmessungen handelt, werden die Fehler der Eichung vernachlässigbar. Die Dehnungskurve einer reinen Komponente wird, wie wir gesehen haben, in der Weise ausgemessen, daß immer die Differenz des Längenzuwachses zwischen ausgesuchten Temperaturen gebildet wird. Die Ablese- und Meßfehler dürfen für jede Längenmessung zu 1 %, die Ablesegenauigkeit für die Temperatur mit $\pm 1^\circ$ angenommen werden. Ist das betrachtete Temperaturintervall etwa 100°, dann kommt der relative Fehler der Differenzbildung, der schwer allgemein auszudrücken ist, in die Größenordnung von 4 %.

Setzt man Proportionalität des Zusammenhanges voraus, so kann man mit diesem relativen Fehler die Abweichung bei der Bestimmung einer Reinkomponente (100 %) auf ± 4 Gewichtsprozent angeben. Da alle Auswertungen bei Gemischen mit diesem Fehler behaftet sind und jeweils auf die reine Komponente bezogen werden, wird durch Quotientenbildung der Fehler der Bestimmung aus einem Kurventeil auf ± 8 Gewichtsprozent erhöht.

Aus den Kurven der Wirkwerte kann man ersehen, daß die Fehler vom Prozentgehalt der Komponenten abhängen. Bei Kaolinit ist die Bestimmung im behandelten Zweistoffsystem unterhalb 30 % schwierig und in manchen Fällen unmöglich. Zwischen 30 % und 100 % liegt der Fehler wegen der größeren Steilheit von w_K etwa um ± 6 Gewichtsprozent.

Wenn man aber durch Erhöhung der Zahl der Bestimmungsstücke (mehrere Meßproben, beide Kurven, verschiedene Kurventeile) den mittleren Fehler der Messung verkleinert, werden die Fehlergrenzen der wahrscheinlichen Zusammensetzung eingeengt. Man kann so bei einem einzelnen Kurvenpaar den Fehler auf ± 5 Gewichtsprozent und weniger herabsetzen.

Da die Kurve des Ausdehnungskoeffizienten aus der Dehnungskurve über den Differenzenquotienten berechnet wird, erhöht sich der *relative* Fehler dort auf 6 %, wenn ebenfalls ein Temperaturintervall um 100° benutzt wird. Bei kleineren Temperaturintervallen wächst der relative Fehler, er erreicht etwa beim Bestimmen der Quarzzacke bei geringen Quarzkonzentrationen schon leicht 100 %.

9. Berechnung der Dilatation von Mineralgemischen

Die Betrachtungen dieses Abschnittes schließen sich eng an die des Abschnittes 2 an. Unter den dort gemachten Voraussetzungen, wobei besonders auf die Beschränkung des Temperaturbereiches hingewiesen werden soll, bieten die Gl. (1) und (5) zwei Möglichkeiten, die thermische Dehnung eines Gemisches von Tonmineralen aus dem Dehnungsverhalten der reinen Komponenten zu berechnen. Dazu ist aber die Kenntnis der Wirkwerte derselben im zu betrachtenden Temperaturbereich erforderlich. Die Abschnitte 6 und besonders 6c haben aber gezeigt, daß die Wirkwerte in den meisten Fällen nur in gut zugänglichen Temperaturintervallen berechenbar sind; die verbleibenden Intervalle können lediglich

durch unzureichende Extrapolationen überbrückt werden. Die Gl. (5) bringt noch weitere Schwierigkeiten, da im allgemeinen Falle für den Ausdehnungskoeffizienten die Gl. (3) eingesetzt werden muß, die die Auswertung des Integrals, auch wenn sie graphisch erfolgt, sehr erschwert.

Die Aufgabe der Voraussage der Dehnungskurve wird erleichtert, wenn man sich auf vorgetrocknete Proben beschränkt, da hier der unkontrollierte Einfluß der Feuchtigkeit weitgehend wegfällt. (Im anderen Falle wird man die Berechnungen um 250° C beginnen und den Verlauf unterhalb dieser Temperatur lediglich abschätzen). Weiter wird man die Gl. (1) benutzen und unsichere Temperaturintervalle mit Gl. (8) überbrücken. Der genaue Verlauf in diesen Intervallen wird von beiden Seiten her angenähert.

Da dieses Verfahren der stückweisen Berechnung des Kurvenverlaufs den Fehlerbetrachtungen des Abschnittes 8 unterworfen ist, wird der Längenzuwachs bei der Maximaltemperatur mit zunehmender Unterteilung immer unsicherer. Abhilfe schafft in diesem Falle die Gl. (8), wenn sie den gesamten Temperaturbereich umspannt.

Tabelle 4. Vergleich zwischen berechneter und gemessener Dehnungskurve. Mischung: 75% Kaolinit, 25% Quarz.

Temperaturbereich [°C]	Kurve	Art der Berechnung	Abweichung %
20—150	—	geschätzt	25
150—200	D	Gleichung 1	30
300	α	Gl. 4 + 5	8
400	α	Gl. 4 + 5	20
200—500	D	Gleichung 1	1
500—750	D	Gl. 8, Abb. 11	6
730	α	Gleichung 7	2
600—500	D	Gl. 8, Abb. 13	6
Quarzsprung	D	Abb. 14	5

In der angeführten Weise wurde die Mischung: 75% Kaolinit + 25% Quarz der Abb. 8 berechnet. Die einzelnen Schritte sind schematisch in Tabelle 4 zusammengestellt. Dazu wird noch die Abweichung in jedem Temperaturintervall im Vergleich zur gemessenen Kurve angegeben. Die Tabelle läßt erkennen, daß man die D- und die α -Kurve nebeneinander berechnen und kombinieren muß, um zu befriedigenden Ergebnissen zu kommen.

10. Schlußbetrachtungen

Die Ausführungen des Abschnittes 2 sind so allgemein gehalten, daß die Untersuchungen sich nicht nur auf Tonminerale beschränken müssen. Vielmehr kann die Methode auf alle Systeme ausgedehnt werden, die die gemachten Voraussetzungen erfüllen.

Im speziellen Falle der Tonuntersuchungen ist die Methode für qualitative Aussagen relativ einfach, da nur die Ausdehnungskoeffizienten der reinen Minerale bekannt sein müssen, wenn sie, soweit die Möglichkeit der Erkennung überhaupt besteht, in einer Mischung wiedergefunden werden sollen.

Da sich die Wirkwerte der einzelnen Tonminerale eines Systems noch nicht theoretisch ableiten lassen — obgleich dies möglich sein dürfte — ist die quantitative Analyse und die Vorhersage des Kurvenverlaufs vorerst auf die experimentelle Bestimmung der Wirkwerte in Abhängigkeit von der Zusammensetzung angewiesen. Da es sich hier um eine große Zahl von Kombinationen handelt, deren Werte noch stark von der Vorbehandlung abhängen und deshalb nur

bedingt übernommen werden können, ist mit dieser Art der quantitativen Mineralanalyse ein erheblicher Aufwand verbunden. Abschätzungen, die jedoch mit erheblichen Fehlern verbunden sein können, lassen sich in der Weise durchführen, daß die *W*-Werte proportional zum Prozentgehalt angenommen werden.

Nimmt man die absoluten Fehler als Maß für die Güte einer Analysenmethode, dann ist die *Dilatometeranalyse* vergleichbar mit der röntgenographischen Methode und der Differential-Thermoanalyse. Eine Kombination verschiedener Verfahren, verbunden mit chemischen Untersuchungen, ist anzustreben, da jede dieser Methoden Vor- und Nachteile aufweist.

Die Bayerische-Braunkohlen-Industrie A.G., Schwandorf, hat durch ein Forschungsstipendium, welches von der Fraunhofer-Gesellschaft, München, vermittelt wurde, die Anfertigung dieser Arbeit ermöglicht. Für diese Unterstützung möchte ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen. Ebenso sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Bereitstellung des Dilatometers gedankt.

Herrn Prof. Dr. Th. ERNST möchte ich herzlich für die Anregung und Förderung dieser Arbeit sowie für fruchtbare Hinweise danken. Wertvolle Ratschläge verdanke ich Herrn Dr. K. v. GEHLEN.

Literatur

- [1] BEECH, D. G., and D. A. HOLDRIDGE: Some aspects of the testing of clays for pottery industry. Trans. Brit. Ceram. Soc. Bd. 53 (1954) S. 103. — [2] EITEL, W.: The physical chemistry of the silicates, S. 1105 f. Chicago 1954. — [3] JASMUND, K.: Die silikatischen Tonminerale, 2. Aufl., S. 48 ff. Weinheim 1955. — [4] KEINATH, G.: Elektrische Druckmessung durch Änderung einer Induktivität. ATM, V 132—4, Oktober 1932. — [5] SALMANG, H.: Die physikalischen und chemischen Grundlagen der Keramik, S. 99 ff. u. 119 ff. Berlin-Göttingen-Heidelberg 1951. — [6] STEGER, W.: Über Wärme- und Gefügespannungen in gebrannten keramischen Massen. Ber. dtsh. keram. Ges. Bd. 15 (1934) S. 139. — [7] STEGER, W.: Ausdehnungs- und Schwindungsmessungen an ungebrannten keramischen Massen. Ber. dtsh. keram. Ges. Bd. 19 (1938) S. 2. — [8] STEGER, W.: Die Längenänderungen von Kaolinen und einigen anderen Tonmineralen beim Brennen bis 1100°. Ber. dtsh. keram. Ges. Bd. 23 (1942) S. 46 u. 157.

WERNER FORKEL, Mineralogisches Institut Erlangen, Schloßgarten 5

Aus dem Sedimentpetrographischen Institut der Universität Göttingen

Beitrag zur Kenntnis indischer Laterite

Von

HEINRICH MARTIN KÖSTER

Mit 14 Textabbildungen

(Eingegangen am 10. August 1955)

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	23—24
Die Untersuchungsmethoden	24—31
Vorbereitung der Proben und Korngrößenanalysen	24—25
Röntgenographische Verfahren	25—26
Differentialthermoanalysen	27—30
Mikroskopische Untersuchungen	30—31
I. Der Laterit von Kot	31—46
1. Profilbeschreibung	31—32
2. Der Granit von Eklara	32—34
3. Das Lateritprofil und sein Mineralbestand	34—41
4. Die Konkretionen im Profil von Kot	41
5. Die Proben Nr. 108 und Nr. 109	41—42
6. Die Entstehung des Lateritprofils von Kot	42—46
II. Der Laterit von Pedhamli	46—60
1. Profilbeschreibung	46—47
2. Der Kreidesandstein	47—49
3. Das Lateritprofil	49—54
4. Die Veränderungen des Mineralbestandes im Profil	54—58
5. Die Wanderung des Eisens im Profil	58—59
6. Die Entstehung des Lateritprofils von Pedhamli	59—60
Allgemeine Betrachtungen über Laterite	60—62
Zusammenfassung	62—63
Literatur	63—64

Einleitung

Seit dem Reisebericht F. BUCHANANS „A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara, and Malabar“ (1800—1801) ist das Augenmerk der Petrographen auf eine Gesteinsart gerichtet worden, die BUCHANAN als „indurated clay“ bezeichnete. Der „indurated clay“ wurde von den Indern zur Herstellung von Luftziegeln benutzt. BUCHANAN schlug wegen dieser Verwendungsart und in Anlehnung an die Bezeichnungsweise der Eingeborenen vor, das Material „laterite“ (Lateinisch: later = Ziegel) zu nennen. Er versteht unter „laterite“ einen quarzhaltigen Ton, der große Mengen Eisenverbindungen als rote und gelbe Flecken enthält. Im bergfeuchten Zustand lassen sich aus dem Laterit Ziegel schneiden, die an der Luft erhärten und dann gegen Witterungseinflüsse sehr widerstandsfähig sind.

In den folgenden Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts wurde von Forschungsreisenden über das weitverbreitete Vorkommen von „Lateriten“ in den ver-

schiedensten Teilen der Tropen berichtet. Die ersten eingehenderen petrographischen Untersuchungen dieser sog. Laterite erfolgten um die Jahrhundertwende. Die geologischen Beobachtungen sowie die mineralogischen und chemischen Untersuchungen dieser Laterite führten in der Folgezeit zu widersprechenden Anschauungen über den Mineralbestand, den Chemismus, das Vorkommen und über ihre Entstehung.

Seitdem ist es nicht gelungen, den Begriff „Laterit“ klar zu umreißen und eine allen Beobachtungen gerecht werdende Erklärung für die Genese der Laterite zu geben. Die meisten Versuche hier Klarheit zu schaffen, stützten sich zu sehr auf Theorien über die Entwicklung der tropischen Böden. Die ursprüngliche Bezeichnungsweise von BUCHANAN wurde dabei kaum noch berücksichtigt.

In neuerer Zeit versuchen Kenner der indischen und hinterindischen Lateritvorkommen in rein beschreibender Weise auf den Lateritbegriff BUCHANANS zurückzugehen. So verstehen PRESCOTT und PENDLETON unter einem Laterit „a massive vesicular or concretionary ironstone formation“.

In der vorliegenden Arbeit sind zwei indische Gesteinsprofile untersucht worden, die ZEUNER während einer Reise durch Indien im Jahre 1949 gesammelt hat. Die Profile stammen von Kot und von Pedhamli aus der nordwestindischen Provinz Gujarat. Beide Profile weisen Horizonte auf, die Eisenoxyd Konkretionen führen. Das Material zwischen den Konkretionen ist von toniger Beschaffenheit. Die weiter unten beschriebenen geologischen Verhältnisse der Fundpunkte sprechen für eine Entstehung der Profile *in situ*. Die Forderungen PRESCOTTS und PENDLETONS für einen typischen Laterit „a massive vesicular or concretionary ironstone formation“ sind für beide Profile erfüllt.

In dieser Arbeit sollen die mineralogischen Verhältnisse der beiden Lateritprofile klargelegt und der Entwicklungsverlauf der einzelnen Profile zurückverfolgt werden.

Die zahlreichen Veröffentlichungen über Laterite können im Rahmen dieser Arbeit nicht zusammenhängend besprochen werden. Eine Übersicht der älteren Literatur findet man bei C. S. Fox (1). Einen großen Teil der wichtigsten Arbeiten über Laterite seit der Jahrhundertwende und die darin vertretenen Ansichten zitieren J. A. PRESCOTT und R. L. PENDLETON.

Die Untersuchungsmethoden

Vorbereitung der Proben und Korngrößenanalysen

Bei der Untersuchung der Lateritprofile wurde ein von anderen Autoren abweichender Weg beschritten. Ein großer Teil der Proben bestand aus wenig verfestigtem, tonigem Material. Eine Untersuchung mit speziellen tonmineralogischen Methoden erschien daher erfolgversprechend. Zur leichteren Durchführung quantitativer mikroskopischer, röntgenographischer und differentialthermoanalytischer Untersuchungen wurden die Proben in Korngrößenklassen zerlegt.

Die Aufbereitung der Proben geschah nach der Normalmethode von ODÉN durch Suspendieren in 0,01 n NH_4OH -Lösung. Die Suspensionen wurden 24 Std in einem Schüttelapparat geschüttelt. Eine Auftrennung in Korngrößenklassen erfolgte bei den groben Korngrößen ($> 0,2 \text{ mm } \varnothing$) durch Sieben und bei den

feineren durch das Sedimentierverfahren im Atterbergzylinder. Bei einem Teil der Proben wurden parallel zum Atterbergverfahren auch Pipettanalysen durchgeführt, um die Korngrößenverteilung unter $2\mu\varnothing$ zu erfassen. Die angewendete Verfahrenstechnik beruht auf den langjährigen Erfahrungen von CORRENS und seinen Mitarbeitern und wurde in ihren Einzelheiten von LIPPMANN (1) beschrieben.

Die Konkretionen der beiden nordwestindischen Profile ließen sich nicht für Korngrößenanalysen aufbereiten. Dieses stark verfestigte Material mußte für quantitative röntgenographische Analysen und Differentialthermoanalysen im Mörser zerkleinert und in einer Achatschale pulverisiert werden.

Röntgenographische Verfahren

a) **Debye-Scherrer-Aufnahmen.** Von sämtlichen Kornfraktionen $< 20\mu\varnothing$ der aufbereiteten Proben und von den Konkretionen wurden Röntgenaufnahmen nach dem Debye-Scherrer-Verfahren hergestellt. Die Präparate wurden durch Stopfen dünnwandiger Glaskapillaren von 0,3 mm lichtem Durchmesser erhalten. Zu den Aufnahmen wurden Kameras mit Schlitzblende und 57,3 mm Durchmesser verwendet. Bei stark eisenhaltigen Präparaten wurde mit $\text{FeK}\alpha$ - oder $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung, bei den übrigen Präparaten mit $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung gearbeitet.

Bei einer Präparatdicke von 0,3 mm und einem Kameradurchmesser von 57,3 mm kann man die Lage der Interferenzlinien nur zu $\pm 0,2^\circ$ Genauigkeit bestimmen. Dicht benachbarte Interferenzlinien sind meist nicht mehr scharf zu trennen. Die (001)-Reflexe der Montmorin- und der Chloritminerale mit kleinen Glanzwinkeln fallen in den Bereich des Primärflecks und sind nicht mehr erkennbar. Solche Minerale lassen sich mit diesem Verfahren nur sehr schwer oder gar nicht identifizieren.

Zur Unterscheidung der Eisenminerale wie Hämatit und Nadeleisenerz reichten die Debye-Scherrer-Aufnahmen völlig aus. Auch ließen sich rohe quantitative Abschätzungen des Mineralbestandes bei Verwendung von Vergleichsaufnahmen durchführen. So wurde bei den Proben mit weniger als 20% Quarz der Quarzgehalt röntgenographisch bestimmt. Zu dem Zweck wurden mit Kaolin von Murfreesboro, der nach Röntgenaufnahmen ein sehr reiner Kaolinit ist, und Quarzmehl von Dörentrup Eichmischungen hergestellt mit 2, 5, 10 und 20% Quarzanteil. Diese Präparate wurden ebenso wie die Proben 4 Std mit $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung von 20 mA und 90 KV belichtet. Der Quarzgehalt der zu untersuchenden Proben ergab sich durch Vergleich mit den erhaltenen Eichdiagrammen. Als Analysenlinien eigneten sich am besten die Quarzinterferenzen bei $d = 3,35\text{ kX}$, $1,814\text{ kX}$ und $1,376\text{ kX}$. Unter 10% Quarz war nur noch die sehr starke $3,35\text{ kX}$ -Linie verwendbar. Nähere quantitative Angaben über Quarzgehalte unter 10% lassen sich bei der angewendeten Methode nur machen, wenn in der Probe kein Glimmermineral vorhanden ist, da der sehr starke (003)-Reflex der Glimmerminerale bei $d = 3,33\text{ kX}$ mit dem $3,35\text{ kX}$ -Reflex des Quarzes koinzidiert.

Auf eine genauere quantitative Röntgenanalyse wurde verzichtet, weil es kaum möglich ist, für größere Serien von Röntgenaufnahmen die Entwicklungsbedingungen gleichmäßig konstant zu halten.

b) **Texturaufnahmen.** Zur röntgenographischen Untersuchung blättchenförmiger Tonminerale läßt sich mit großem Vorteil das Texturverfahren nach

JASMUND heranziehen. Die Texturpräparate erhält man durch Sedimentieren der Teilchen auf eine ebene Unterlage. Die blättchenförmigen Tonminerale ordnen sich dabei mit ihren (001)-Flächen parallel zur Unterlage an. Ein gut gerichtetes Texturpräparat liefert bei der von JASMUND beschriebenen Röntgenkamera fast nur (001)-Reflexe der Tonminerale. Durch die fokussierende Wirkung des Röntgenstrahles werden diese Reflexe schmal und scharf abgebildet, während mit dem Kameradurchmesser von 114,5 mm gleichzeitig ein großes Auflösungsvermögen erzielt wird.

Das Texturverfahren bietet oft nur die einzige Möglichkeit geringe Mengen anderer Tonminerale neben Kaolinit nachzuweisen. Besonders Minerale der Montmorillongruppe mit den kleinen Glanzwinkeln der (001)-Reflexe lassen sich mit diesem Verfahren noch sicher identifizieren. In dieser Arbeit wurde das Texturverfahren erfolgreich bei der Erkennung kleiner Glimmermengen und bei der Unterscheidung von dioktaedrischen und trioktaedrischen Glimmern an Hand der (001)- und (002)-Interferenzen angewendet. Nach NAGELSCHMIDT zeigen die muskowitähnlichen (dioktaedrischen) Glimmer etwa gleich starke (001)- und (002)-Interferenzen. Bei den phlogopit-biotitähnlichen (trioktaedrischen) Glimmern fehlt meistens der (002)-Reflex oder ist nur sehr schwach ausgebildet.

Quantitative Auswertungen der Texturaufnahmen wurden nicht vorgenommen, da neben den üblichen Schwierigkeiten der quantitativen Röntgenanalyse gleichmäßig gut gerichtete Texturpräparate Vorbedingung sind. Auch bei sorgfältigsten Arbeiten läßt sich diese Vorbedingung nicht ständig erfüllen. Kleinere Mengen nichtblättchenförmiger Minerale können die Güte der Textur erheblich beeinträchtigen. Schlechter gerichtete Präparate erkennt man sogleich an dem mehr oder weniger starken Auftreten von Nichtbasisreflexen der Tonminerale.

c) Röntgenaufnahmen mit der Guinier-Kamera nach v. WOLFF. Auf die vorzüglichen Verwendungsmöglichkeiten der Guinier-Kamera nach v. WOLFF hat LIPPMANN (2) aufmerksam gemacht. Besonders bei der Erfassung der geringen Unterschiede im Kristallbau innerhalb der einzelnen Tonmineralgruppen leistet diese Kamera gute Dienste.

Bei der vorliegenden Arbeit konnte in mehreren Fällen zur sicheren Erkennung der Glimmertypen und zur Feststellung von Unterschieden im Ordnungszustand der Kaolinminerale die Guinier-Kamera angewendet werden.

Nach MACEWAN sind bei den dioktaedrischen und trioktaedrischen Glimmern die Lage der (020)- und der (060)-Reflexe besonders charakteristisch. Der Glanzwinkel 2θ für die (060)-Reflexe liegt für dioktaedrische Glimmer zwischen $d = 1,49 \text{ kX}$ und $d = 1,51 \text{ kX}$, für trioktaedrische Glimmer zwischen $d = 1,53 \text{ kX}$ und $d = 1,55 \text{ kX}$. Die Glanzwinkel 2θ für die (020)-Reflexe liegen dementsprechend um $d = 4,5 \text{ kX}$ für dioktaedrische Glimmer und um $d = 4,6 \text{ kX}$ für trioktaedrische Glimmer.

Über die röntgenographische Unterscheidung von Kaolinit und Fireclaymineral macht BRINDLEY Angaben. Beim gut ausgebildeten Kaolinit sind die (11 $\bar{1}$)- und die (1 $\bar{1}$ $\bar{1}$)-Linien deutlich sichtbar. Beim Fireclaymineral verschmelzen die Linien (020) und (1 $\bar{1}$ 0) zu einem unscharfen Reflex, auf den nach höheren Glanzwinkeln eine breite diffuse Bande folgt. Die (11 $\bar{1}$)- und die (1 $\bar{1}$ $\bar{1}$)-Reflexe verschwinden in dieser Bande.

Differentialthermoanalysen

Die Reproduzierbarkeit von Röntgenaufnahmen leidet unter der Schwierigkeit, Aufnahme- und Entwicklungsbedingungen konstant zu halten. Differentialthermokurven lassen sich mit der gleichen Apparatur im allgemeinen bedeutend besser und leichter reproduzieren. Die DTA besitzt daher für quantitative Bestimmungen von Tonmineralen gegenüber der Röntgenanalyse einen großen Vorteil.

An den Fraktionen $< 20 \mu \varnothing$ der untersuchten Gesteinsproben wurden quantitative DTA durchgeführt. Benutzt wurde eine von LIPPMANN im Göttinger Mineralogischen Institut entwickelte und weiter verbesserte Apparatur. Wie von LIPPMANN (1) beschrieben, wird als Probenträger ein Nickelblock verwendet. Die Aufheizgeschwindigkeit der Probe beträgt 10°C in der Minute. Als Thermoelemente dienen Pallaplat-Elemente. Die Registrierung erfolgt über hochempfindliche Spiegelgalvanometer auf Photoregistrierpapier. Gegenüber der älteren hat die neue verbesserte Apparatur einige technische Vorteile: Die Ofenreise wird vollautomatisch durch einen Temperaturregler gesteuert. Es können 2 Proben gleichzeitig erhitzt werden. Durch Vervollkommnung der Registrier- und der Schalteinrichtung ist die Apparatur leichter zu bedienen.

Für die quantitative Auswertung von Differentialthermokurven werden von den meisten Autoren Vergleichskurven von Standardmineralgemischen benutzt. Alle Prozentangaben von Mineralen in ihren Analysenproben beziehen sie auf die Standardminerale. Wie weit die prozentualen Angaben der Wirklichkeit entsprechen, hängt von der Ähnlichkeit des Standardminerals und des zu analysierenden Minerals in der Probe ab.

Zwischen den gleichen Tonmineralen verschiedener Fundorte bestehen mehr oder weniger große Unterschiede. Bei Röntgenaufnahmen kann man das an der unterschiedlichen Schärfe oder Intensität bestimmter Interferenzlinien erkennen. Als Beispiel und Extremfall seien hier die oben erwähnten Unterschiede zwischen Kaolinit und Fireclaymineral angeführt. Aber auch zwischen verschiedenen Kaoliniten können beträchtliche Unterschiede vorhanden sein. Am deutlichsten zeigen das Differentialthermokurven.

Die Kaolinite geben bei der DTA zwischen 500 und 650°C eine endotherme Reaktion, die auf den Zusammenbruch des Kristallgitters durch Entwässerung zurückzuführen ist. Zwischen 900 und 1000°C erfolgt durch Rekristallisation eine exotherme Reaktion. Einige Kaolinite zeigen bei 100°C , ähnlich den Halloysiten und dem Fireclaymineral, einen schwachen endothermen Ausschlag der DTA-Kurve. Fireclaymineral und Kaolinit kann man nach LIPPMANN (1) an der Lage des exothermen Ausschlages unterscheiden. Dieser erfolgt beim Fireclaymineral zwischen 900 und 950°C , beim Kaolinit zwischen 950 und 1000°C .

Kaolinite verschiedener Fundorte unterscheiden sich zum Teil sehr wesentlich in der Breite und Tiefe des endothermen Ausschlages bei 600°C . Beim Kaolin von Murfreesboro besitzt der endotherme Ausschlag mit der verwendeten Apparatur registriert einen Flächeninhalt von 17 cm^2 . Die benutzte Probe stellt einen äußerst reinen (100%) und gut kristallisierten Kaolinit dar. Bei der Probe 108 des Kaolins von Kot besteht die Fraktion $< 2 \mu \varnothing$ zu mindestens 95% aus Kaolinit. Der Flächeninhalt des endothermen Ausschlages beträgt hier $14,5 \text{ cm}^2$. Eine Probe des Schnaittenbacher Kaolins mit mindestens 90% Kaolinit hat nur einen

Ausschlag von 12 cm². Bezieht man den Kaolinitgehalt der beiden letzten Proben auf den Kaolinit von Murfreesboro als Standardkaolinit, d. h. vergleicht man den Flächeninhalt ihrer DTA-Kurven mit der DTA-Kurve des Kaolinit von Murfreesboro, so erhält man in den beiden Proben 85 bzw. 70% Kaolinit. Es bestehen demnach zwischen dem „wirklichen Kaolinitgehalt“ und dem an Hand eines Standardkaolinit ermittelten Differenzen von 10 bzw. 20% Kaolinit. Diese Differenzen lassen sich nicht durch Beimengungen von Fremdmineralen erklären. Auch Beimengungen amorpher Substanz sind sehr fraglich und würden nur schwer nachzuweisen sein.

Nach LIPPMANN (1) treten ähnliche Diskrepanzen auf, wenn man Fireclay-mineral mit einem Standardkaolinit vergleicht. Er führt diese Tatsache auf den geringeren Ordnungszustand des Gitters von Fireclaymineral zurück. Zur Zerstörung des Fireclaymineralgitters ist weniger Energie nötig, und der thermische Effekt wird daher geringer. Die gleiche Überlegung ist für Kaolinite allgemein gültig, wenn zwischen gut kristallisiertem Kaolinit und Fireclaymineral Übergänge bestehen.

Nach den obigen Ausführungen sind merkliche Unterschiede in der Größe der Thermoefekte verschiedener Kaolinite zu beobachten. Zu besseren Analyseergebnissen muß man bei der DTA kommen, wenn man in Mineralgemischen den Kaolinit statt mit einem Standardkaolinit mit dem reinen Kaolinit des gleichen Fundortes vergleichen kann.

In den natürlichen Sedimentgesteinen finden sich die ein Gestein aufbauenden Minerale in bestimmten Korngrößenklassen angereichert. Durch Fraktionieren solcher Gesteine kann man oft einzelne fast monomineralische Korngrößenklassen erhalten. Wichtig für diese Arbeit war, daß beim Kaolin von Kot die Fraktion $< 2 \mu$ der Probe Nr. 108 praktisch reinen Kaolinit enthielt. An Hand von Debye-Scherrer-Aufnahmen konnte neben Kaolinit noch Quarz mit weniger als 2% festgestellt werden. Andere Röntgeninterferenzen als die von Kaolinit und Quarz waren nicht zu beobachten. Die Probe enthält demnach mindestens 95% Kaolinit.

Bei Eichmischungen der Kaoline von Murfreesboro und Schnaittenbach mit Quarzmehl (Dörentrup) besteht eine lineare Abhängigkeit zwischen dem Kaolinitgehalt der Mischungen und der Größe des endothermen Ausschlages bei 580 bzw. 585° C. Der einfacheren Messung wegen wurde nicht der Flächeninhalt der Kurven, sondern die Amplitude des endothermen Ausschlages als Maß benutzt. Eine Linearität besteht ebenfalls zwischen der Größe des Effektes der Quarzinversion bei 573° C und dem Quarzgehalt der Proben. Die Quarzinversion wurde durch nochmaliges Aufheizen der totgebrannten Proben registriert. Die Meßergebnisse sind in Abb. 1a wiedergegeben. Aus dieser Abbildung ist zu entnehmen, daß man in Quarz-Kaolingemischen, die den Kaolin von Murfreesboro oder Schnaittenbach enthalten, den Kaolinitgehalt auf $\pm 5\%$ (absoluter Fehler) bestimmen kann. Analoge Verhältnisse darf man für Mischungen anderer Kaoline mit Quarz annehmen.

Mit Hilfe der Probe Nr. 108 von Kot ließ sich für Mischungen des Kaolinit von Kot mit Quarz ebenfalls eine Eichkurve (Gerade) aufstellen. Der Kaolinitgehalt aller Proben von Kot und Pedhamli wurde mit dieser Kurve bestimmt (Abb. 1a).

Bei einer DTA muß die Wärmeleitfähigkeit der zu analysierenden Probe der der inerten Substanz möglichst weit angeglichen sein. Der Kaolinit enthält in den untersuchten Lateritprofilen neben Quarz auch Nadeleisenerz, Hämatit, Calzit und Glimmer in wechselnden Mengen. Von diesen 4 Mineralen beeinflussen Nadeleisenerz, Hämatit und Calzit die DTA-Kurven von Kaoliniten in anderer Weise als Quarz. Durch ihre eigene Wärmeleitfähigkeit und Vergrößerung der Packungsdichte verändern diese Minerale mit hohen spezifischen Gewichten die Wärmeleitfähigkeit der Proben erheblich. Bei Verwendung von geglühtem

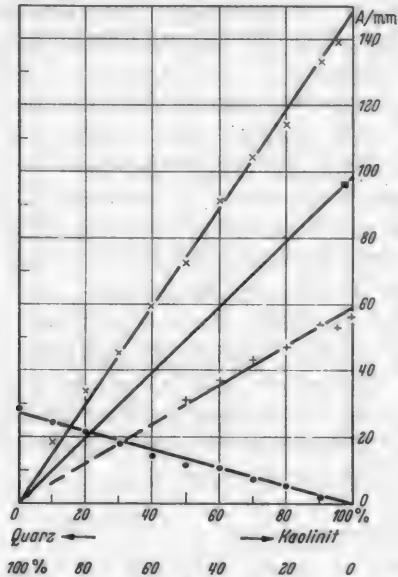


Abb. 1a

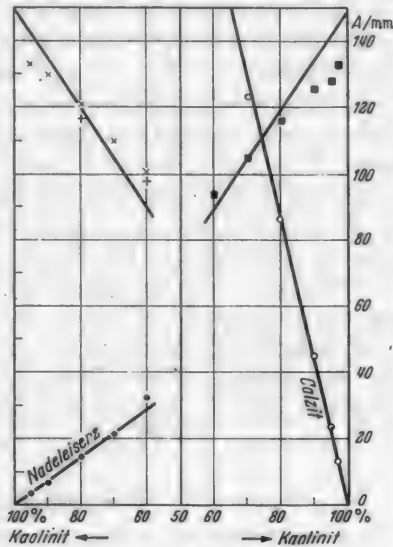


Abb. 1b

Abb. 1a. Die Amplituden der endothermen Kaolinitreaktion (bei etwa 550°C) und der Quarzinversion bei Eichmischungen. Kaolinit von Murfreesboro x, Kaolinit von Schnaittenbach +, Kaolinit von Kot ■, Quarzmehl von Dörentrup ●.

Abb. 1b. Die Amplituden der endothermen Kaolinitreaktion (bei etwa 550°C) und der endothermen Reaktionen von Nadeleisenerz (350°C) und Calzit (etwa 800°C) bei Eichmischungen des Kaolinit von Murfreesboro mit Nadeleisenerz und Calzit. Kaolinit + Nadeleisenerz x, Kaolinit + Hämatit +, Nadeleisenerz ●, Kaolinit + Calzit ■, Calzit ○.

Al_2O_3 als inerte Substanz besteht bei Mischungen der beiden Standardkaolinite mit Nadeleisenerz, Hämatit oder Calzit keine lineare Beziehung mehr zwischen dem Kaolinitgehalt der Proben und der Größe der endothermen Ausschläge bei 580°C. Man erhält als Eichkurven statt einer Geraden schwach gekrümmte Kurven. Für die zu untersuchenden Proben interessierten fast nur Mischungen, an denen Kaolinit mit 60–95% beteiligt war. In diesem Bereich kann man mit einer Quarz-Kaoliniteichkurve den Kaolinitgehalt neben Nadeleisenerz, Hämatit und Calzit bis zu einer Genauigkeit von $\pm 10\%$ (absoluter Fehler) bestimmen. Die endothermen Reaktionen von Nadeleisenerz (etwa 350°C) und Calzit (zwischen 700 und 900°C) zeigen eine lineare Abhängigkeit zwischen ihrer Größe und dem prozentualen Anteil dieser Minerale (Abb. 1b). Bei Mischungen mit den beiden Standardkaolinen von Murfreesboro und Schnaittenbach veränderten sich die Eichkurven für Nadeleisenerz und Calzit praktisch nicht.

Für die quantitative Ermittlung von Nadeleisenerz und Calzit wurden die in Abb. 1b wiedergegebenen Eichkurven benutzt. Zur Bestimmung des Kaolinitgehaltes dienten die oben beschriebenen Eichmischungen mit Quarz. Bei der Quarzbestimmung wurde die Eichkurve für die Mischung Kaolin von Murreesboro mit Quarzmehl von Dörentrup verwendet.

Der Quarz ist bei einem Anteil von 5% mit der benutzten DTA-Apparatur noch nachzuweisen. Wegen des relativ kleinen Ausschlages der DTA-Kurve bei der Quarzinversion ist die Bestimmung kleiner Quarzmengen mit einem ziemlich großen Fehler behaftet. Deshalb war es notwendig, die Quarzbestimmung der DTA röntgenographisch zu prüfen. Es ergab sich eine gute Übereinstimmung der DTA mit den röntgenographischen Analysen.

Der Hämatit und der in den Profilen von Kot und Pedhamli vorhandene Glimmer zeigten keine DTA-Reaktionen. Der Glimmer ähnelt damit in seinem Verhalten vielen Biotiten und Muskowiten, die bis 1000°C ebenfalls keine Reaktion erkennen lassen. Aus diesem Grunde konnte mit der DTA nur die Summe von Hämatit und Glimmer jeweils als Differenz aus Einwaage und Summe der übrigen Minerale ermittelt werden. Das Mengenverhältnis von Hämatit und Glimmer zueinander ließ sich aus den Röntgenaufnahmen abschätzen.

Unbefriedigend an der DTA erscheint in diesem Falle, daß Hämatit und Glimmer nur aus einer Differenz ermittelt werden konnten und daß diese Differenz im wesentlichen abhängig ist von dem zu $\pm 10\%$ bestimmbaren Kaolinitgehalt der Proben. Eine Überprüfung der kombinierten differentialthermoanalytischen und röntgenographischen Ergebnisse wurde daher mikroskopisch durch Anwendung des Phasenkontrastverfahrens ausgeführt.

Mikroskopische Untersuchungen

Die Korngrößen über 20μ wurden in Streupräparaten mit normalen polarisationsmikroskopischen Verfahren untersucht. In den meisten Fällen war dabei eine Einbettung in Kanadabalsam ($n=1,54$) ausreichend. Zur Entscheidung spezieller Fragen wurden Einbettungsflüssigkeiten verschiedener optischer Dichte verwendet. Die quantitativen Bestimmungen erfolgten an jeder Fraktion durch Auszählen von 300—400 Mineralkörnern.

Bei der Hellfeldbeleuchtung im normalen Durchlichtmikroskop werden die Teilchen durch ihre gegenüber dem Einbettungsmittel unterschiedliche Lichtabsorption sichtbar. Diese Unterschiede in der Lichtabsorption verringern sich um so mehr, je kleiner die Teilchen werden. Unter einer Größe von etwa 5μ sind schwach absorbierende Teilchen kaum mehr identifizierbar, obwohl das Auflösungsvermögen des Mikroskopes zu ihrer Sichtbarmachung ausreichen würde.

Durch die Lichtabsorption wird die Amplitude der Lichtwellen verringert, die das absorbierende Medium durchsetzen. Unterschiede in der Lichtabsorption zweier Medien bedingen aber Intensitätsunterschiede des die Medien durchsetzenden Lichtes ($A^2 \approx I$). Unterschiede der Brechzahlen zweier Medien verursachen Phasendifferenzen der Lichtwellen. Das menschliche Auge kann Phasendifferenzen nicht wahrnehmen.

Durch Anwendung des Phasenkontrastverfahrens [PILLER (1)] werden Phasendifferenzen in Amplitudenunterschiede umgewandelt. Die Phasendifferenzen verschiedene Medien durchsetzender Lichtwellen werden damit als Intensitätsunterschiede sichtbar gemacht. Kleine Teilchen, die durch ihre schwache Ab-

sorption im normalen Durchlicht nicht sichtbar sind, kann man bei Anwendung des Phasenkontrastverfahrens erkennen. Durch die Phasenkontrastwirkung wird das Auflösungsvermögen des Mikroskopes voll ausgenutzt.

Das Phasenkontrastverfahren eignet sich daher zur Beobachtung kleiner Mineralkörper bis in die Größenordnung von $0,5\ \mu\ \varnothing$. Bei Anwendung des „positiven“ Phasenkontrastes erscheinen Teilchen, die höherbrechend sind als das Einbettungsmittel dunkler, solche die niedrigbrechend sind heller. Teilchen die für einen bestimmten Wellenbereich Lichtbrechungs-gleichheit mit dem Einbettungsmittel besitzen, nehmen bei Beobachtung in weißem Licht eine charakteristische Färbung an. Diese optische Anfärbung der Teilchen beruht auf Dispersionsunterschieden zwischen den Teilchen und der Einbettungsflüssigkeit.

Dieser zuletzt erwähnte Effekt wurde zum Auszählen der Fraktionen von $2-6\ \mu\ \varnothing$ und $6-20\ \mu\ \varnothing$ ausgenutzt. Bei der Einbettung in o-Nitrotoluol ($n = 1,544$) waren der höherbrechende Kaolinit und Glimmer als dunkle blättchenförmige Kriställchen sichtbar. Die Quarzkörner waren an ihrer hellblauen Färbung leicht zu erkennen. Calzit und Hämatit konnten nach Umschalten des Kondensors im normalen Hellfeld unterschieden und ausgezählt werden. Durch Einbetten der Streupräparate in o-Toluidin ($n = 1,570$) wurden Kaolinit ($Z = 1,560-1,570$) und der vorhandene Glimmer ($Z = 1,588$) unterschieden.

Die Übereinstimmung der optischen und differentialthermoanalytischen Untersuchungen an den Fraktionen $2-20\ \mu\ \varnothing$ ist gut. Nur bei sehr großem Gehalt an Hämatit und Nadeleisenerz treten stärkere Abweichungen auf.

Der Mineralbestand und das Gefüge der Ausgangsgesteine sowie das Gefüge der Lateritproben wurde an Dünnschliffen studiert.

Die Ergebnisse der DTA, der röntgenographischen und der optischen Analysen werden im folgenden ausführlich diskutiert.

I. Der Laterit von Kot

1. Profilbeschreibung.

In einer Veröffentlichung „Stone Age and Pleistocene Chronology in Gujarat“ beschreibt Prof. ZEUNER das Vorkommen von Lateriten in der Umgebung von Kot: Im Sabarmati-Gebiet steht bei Kot im Untergrund Granit an. Der Feldspat dieses Granites ist hauptsächlich Kalifeldspat. Der Granit geht mit einer grusigen Zersatzzone in einen weichen quarzhaltigen Ton über. Zum Teil ist dieses verwitterte Material weggespült und beim Transport der Größe nach sortiert worden. Stellenweise wurde dabei ein reiner weißer Ton abgelagert. Der primäre quarzhaltige und der umgelagerte Ton werden in der Umgebung von Kot als Rohmaterial für die Porzellanherstellung abgebaut. Nach einer chemischen Analyse der Sorab Dalal China Works, Ransipur, soll bei einer fast quarzfreen Probe das Verhältnis $Si/Al = 1,85/1$ betragen. Demnach müßte dieser Ton neben Kaolinit Aluminiumhydroxyde enthalten. Auf diesem Ton werden bei Kot an einigen Stellen lateritische Eisenoxydkrusten angetroffen.

Das erste Lateritprofil stammt aus einem Kaolinbruch nördlich der Ortschaft Kot. Hier ist kaolinisierter Granit aufgeschloßen. Das Lateritprofil von Kot besteht aus 4 Proben.

Folge der Proben im Profil von oben nach unten:

104. Oberer Konkretionshorizont, etwa 3,60 m mächtig (mit Eisenoxydkonkretionen).

103. Heller Horizont (enthält ebenfalls Eisenoxydkonkretionen).
 102. Unterer Konkretionshorizont, etwa 1,80 m mächtig (mit Eisenoxydkonkretionen).
 101. Kaolinisierter Granit, etwa 3,00 m mächtig.
 Zur Ergänzung dieses Profils sind noch vorhanden die Proben:
 108. Kaolinisierter Granit von Kot.
 109. Angeschwemmter Kaolin von Kot.
 105. Granit von Eklara, grobkörnige Varietät.
 106. Granit von Eklara, feinkörnige Varietät.
 107. Zersetzter grobkörniger Granit von Eklara (Granitgrus).

Die Probe Nr. 108 kommt aus dem gleichen Kaolinbruch wie das Lateritprofil. Über das Verhältnis dieser Probe zum Lateritprofil sind keine näheren Angaben gemacht worden. Die Proben Nr. 105—107 sind in der Nähe von Kot (Kot liegt auf dem rechten Flußufer) bei Eklara auf dem linken Ufer des Sabarmati gesammelt worden (20. 1. 49). Hier findet man den Granit stellenweise von einem präkambrischen Quarzit überdeckt.

Das Profil von Kot ist durch die Zersetzung eines grobkörnigen Granites entstanden. Dieser dürfte eine dem Granit von Eklara Nr. 105 analoge Zusammensetzung besessen haben. Der Granit Nr. 105 wurde daher neben optischen Untersuchungen auch chemisch analysiert.

2. Der Granit von Eklara

Der *grobkörnige* Granit von Eklara (Nr. 105) besteht aus Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende als Hauptkomponenten. An Akzessorien erkennt man unter dem Mikroskop Zirkon, Turmalin und Apatit zumeist als Einschlüsse in den Hauptmineralen.

Den grobkörnigsten und mengenmäßig vorherrschenden Bestandteil bilden die Feldspäte. Ihre Kristalle zeigen nicht selten Größen bis zu 1 cm und mehr. Die Feldspäte bilden makroskopisch erkennbare Anhäufungen, die ringsum von Quarz umgeben sind. Der Quarz ist feinkörniger. Seine Kristalle werden stellenweise bis zu einigen Millimetern groß. Biotit und Hornblende sind miteinander verwachsen. Man findet sie hier und da am Rande der Feldspatanhäufungen auskristallisiert.

In den Feldspataggregaten kommen Mikroklin und Plagioklas nebeneinander vor. Der Mikroklin ist größtenteils perthitisch. Die für den Mikroklin typische Gitterstruktur ist besonders gut an Individuen mit wenig Albitspindeln ausgeprägt. An Einschlüssen enthält der Mikroklin Zirkon, Apatit und nicht identifizierbare stark doppelbrechende Minerale, wahrscheinlich Serizit. Schlauchförmige Gebilde aus Quarz oder idiomorphe von Quarz umrandete kleinere Plagioklase sind vielen Mikroklinkristallen eingelagert.

Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetz und zum Teil auch nach dem Periklingesetz verzwillingt. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen den Grenzen 26 und 33 %. (Nach Universaldrehtisch- und einfachen mikroskopischen Methoden ermittelt.) Zirkon und Apatit treten in den Plagioklasen als Einschlüsse auf.

Verwachsungen von Biotit und Hornblende sind am Rande der Feldspataggregate auskristallisiert und führen besonders viele Einschlüsse von Zirkon, Apatit, Turmalin und Ilmenit. Zirkon und Apatit liegen öfter als größere, gut erkennbare Individuen im Biotit eingebettet. Teilweise kommt der Zirkon auch in einzelnen großen Kristallen zwischen Quarz vor, aber stets in der Nachbarschaft von Biotit.

Die Quarzkristalle enthalten als Einschlüsse Apatit- und Rutilnadelchen und sehr viele mit Flüssigkeit gefüllte Bläschen.

Eine Analyse des Granites ist in der Tabelle 1 wiedergegeben. Aus dieser Analyse läßt sich ein Mineralbestand von 31% Kalifeldspat, 25% Albit, 9% Anorthit, 26% Quarz und 7% Biotit + Hornblende errechnen (Tabelle 2).

Tabelle 1. *Analyse des Granites von Eklara (Nr. 105)*

	I %	II %	Mittel- werte %
SiO ₂	69,17	69,29	69,23
TiO ₂	0,39	0,38	0,39
Al ₂ O ₃	13,04	12,84	12,94
Fe ₂ O ₃	2,14	2,11	2,13
FeO	1,34	1,39	1,37
CaO	1,66	1,70	1,68
MgO	1,36	1,39	1,38
MnO	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,97	0,95	0,96
H ₂ O ⁻	0,55	0,54	0,55
Summe . . .	90,67	90,64	90,68
Alkalibestimmungen:			
	a %	b %	c %
K ₂ O	5,97	5,41	5,48
Na ₂ O	2,93	2,62	2,55
Summe . . .	8,90	8,03	8,03

Die Alkalianalyse a entstammt der gleichen Probe wie die Substanz der beiden Hauptanalysen. Die Alkalianalysen b und c sind nach einer weiteren Probenahme ausgeführt worden.

Es ist sehr schwierig von dem grobkörnigen Granit eine seiner natürlichen chemischen Zusammensetzung entsprechende Durchschnittsprobe zu nehmen. Die relativ großen Unterschiede bei den Alkalibestimmungen verschiedener Probenahmen spiegeln die mikroskopisch erkennbare Anhäufung der Kali- bzw. Kalnatronfeldspate im Gestein wieder. Die vorliegende Analyse kann nur als Anhalt für den Chemismus des unzersetzten Granites dienen.

Der *feinkörnige* Granit von Eklara (Nr. 106) unterscheidet sich stark von dem grobkörnigen. An Hauptgemengteilen sind Mikroklin, Quarz, Biotit und Hornblende vorhanden. Plagioklas tritt nur in vereinzeltten Kristallen auf. Zahlreiche kleine Apatit- und Zirkonkristalle werden von den Hauptmineralen eingeschlossen.

Die Feldspat- und Quarzkristalle erreichen Größen bis zu 0,3 mm Ø. Die Hauptgemengteile sind im Gegensatz zu dem grobkörnigen Granit gleichmäßig verteilt und nicht in Aggregaten angereichert.

Der Mikroklin zeigt die typische Gitterstruktur. Nicht verzwilligter Kalifeldspat ist nur selten zu beobachten. Albitspindeln im Mikroklin sind mikroskopisch nicht festzustellen. Die Quarzkristalle haben weniger Einschlüsse. Vor allem sind Flüssigkeitseinschlüsse seltener.

Der feinkörnige Granit von Eklara weicht damit in seinem Mineralbestand und Gefüge erheblich von dem grobkörnigen Granit ab.

Tabelle 2. Mineralbestand des Granites von Eklara (Nr. 105)

	%	At.Z.	Bl	An	Ab	Or	Qr
SiO ₂	69,23	1153	54	60	282	327	530
TiO ₂	0,39	5					
Al ₂ O ₃	12,94	255	18	60	94	82	
Fe ₂ O ₃	2,13	27				27	
FeO	1,37	19	19				
CaO	1,68	30		30			
MgO	1,38	34	34				
MnO	0,05	1	1				
K ₂ O	5,97	127	18			109	
Na ₂ O	2,93	94			94		
H ₂ O ⁺	0,96	107	36				

Biotit	K (Mg, Fe, Mn) ₃ (OH) ₂ AlSi ₃ O ₁₀	7 %
Anorthit	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	9 %
Albit	NaAlSi ₃ O ₈	25 %
Orthoklas	K AlSi ₃ O ₈	31 %
Quarz	SiO ₂	26 %

Der Berechnung des Mineralbestandes sind hier als „Normminerale“ Biotit, Anorthit, Albit, Orthoklas und Quarz mit den oben angeführten Idealformeln zugrunde gelegt. Zur Vereinfachung der Rechnung ist die im Granit vorhandene Hornblende nicht berücksichtigt worden. Bei Berücksichtigung der Hornblende würden sich die ermittelten Gewichtsanteile von Quarz, Anorthit, Albit und Orthoklas nicht wesentlich ändern; Hornblende und Biotit zusammen wären mit etwa 7% am Mineralbestand beteiligt.

3. Das Lateritprofil und sein Mineralbestand

Wie beschrieben, wird der Granit bei Kot von seinem Verwitterungsdetritus, einem quarzhaltigen Ton bedeckt. In seinen unteren Partien über dem frischen Granit enthält dieser Ton grusige Zersetzungsprodukte des Granites. Die Probe Nr. 107 zeigt die Zusammensetzung des Gruses.

Der Granitgrus besteht aus zentimetergroßen Aggregaten von Mikroklin, Quarz und Biotit. Die Erscheinungsformen dieser Minerale sind die gleichen wie im frischen Granit der Probe Nr. 105. Der Mikroklin ist perthitisch und mehr oder weniger stark verzwillingt. An Einschlüssen führt er Zirkon, Apatit und nicht identifizierbare stark doppelbrechende Substanz. Der Quarz enthält zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse sowie Apatit- und Rutilnadelchen. Hornblende und Biotit sind stark angewittert. Der Biotit ist gebleicht.

Plagioklas fehlt im Granitgrus völlig. Er ist augenscheinlich das gegen die Verwitterung unbeständigste Mineral dieses Granites.

Eine ähnliche Unbeständigkeit der Plagioklase konnte PILLER (2) bei der rezenten Verwitterung des Brockengranites feststellen. Bei den Klimaverhältnissen des Oberharzes kommt es nicht zur Kaolinbildung, sondern es entsteht an der Oberfläche des Granites ein aus Kalifeldspat, Quarz und Glimmer bestehender Grus.

In den oberen Partien des quarzhaltigen Tones sind auch der Kalifeldspat und die Hornblende restlos kaolinisiert und die Glimmer teilweise zerstört. Örtlich führt der weiße Ton in den oberen Teilen rote Eisenoxydkonkretionen. Ein Profil dieser Art bilden die Proben Nr. 101—104.

Nach PRESCOTT und PENDLETON ist das wesentliche Merkmal eines Lateritprofils das Auftreten von Eisenoxydkonkretionen. Um die Entstehung der

Laterite zu deuten, muß die Bildung der Konkretionen geklärt werden. Der Entstehungsvorgang der Konkretionen läßt sich an ihrer Ausbildungsform, ihrem Mineralbestand und aus den Veränderungen des sie unterlagernden, umgebenden und überlagernden Materials erkennen. Die Eisenoxydkonkretionen sind hier in einen quarzhaltigen Ton eingelagert. Daher wurden die Veränderungen dieses Tones in der Korngrößenverteilung und dem Mineralbestand durch das ganze Profil verfolgt. Zur Anwendung kamen bei der Untersuchung die beschriebenen tonmineralogischen Methoden.

Die Korngrößenverteilung des Tones (Abbildung 2) läßt in allen 4 Proben zwei charakteristische Maxima erkennen. Das 1. Maximum liegt in der Sandfraktion. Es verschiebt sich von der Fraktion 0,63—2 mm in der Probe 101 zur Fraktion 0,02—0,06 mm in der Probe 104. Das 2. Maximum liegt in der Tonfraktion unter 2μ ϕ . Von Probe 101 zu Probe 104 nimmt der Anteil der Sandfraktion an der Gesamtprobe ab, während der Anteil der Tonfraktion zunimmt.

Quarz. Abgesehen von der Probe 104 wird das Maximum in der Sandfraktion durch Quarz verursacht. Das Schergewicht des Quarzes liegt in allen Proben in den Fraktionen über 0,2 mm ϕ . Man beobachtet eine Verschiebung dieses Maximums von der Fraktion 0,63—2 mm ϕ in der Probe 101 zu 0,2—0,63 mm ϕ in der Probe 104.

Im Dünnschliff erkennt man die Gründe dieser Kornverkleinerung. Der Quarz ist in allen Proben erheblich korrodiert. In Rissen der größeren Quarzkörner sind Calcit und Kaolinit auskristallisiert. Diese haben die Risse der Quarzkörner erweitert. Von Probe 101 zu Probe 103 liegen die zusammengehörigen Splitter von Quarzkörnern immer weiter auseinander. In der Probe 104 sind keine zusammengehörigen Quarzsplitter mehr zu erkennen. In den Feinsand- und Grobtonfraktionen nimmt der Quarz-

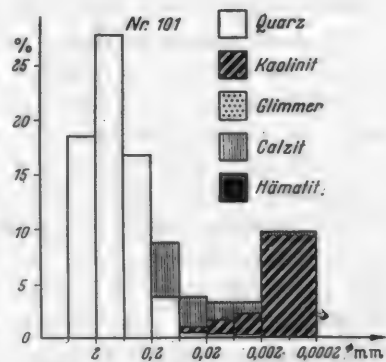
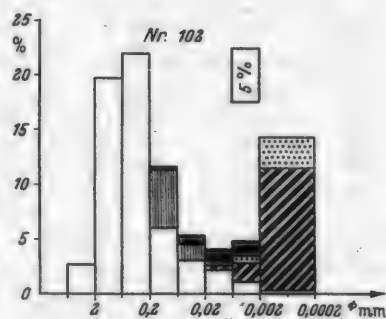
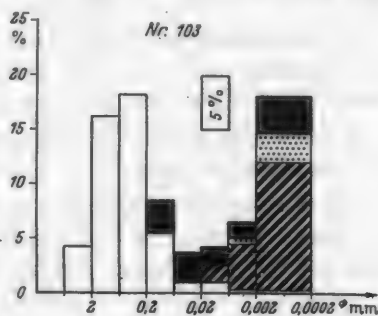
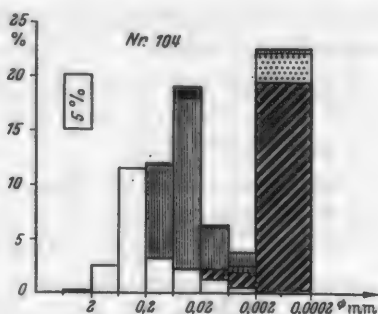


Abb. 2. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung im Lateritprofil von Kot

gehalt rasch ab. In der Feintonfraktion ($< 2 \mu \varnothing$) ist er nur noch röntgenographisch bestimmbar.

Der prozentuale Quarzgehalt der Proben fällt von 68% (Nr. 101) zu 22% (Nr. 104, Tabelle 4) ab. Der relative Fehler dieser Prozentangaben ist mit etwa 10% zu veranschlagen.

Über 2 mm \varnothing sind nur Quarzaggregate vorhanden. Es scheinen überwiegend Primäraggregate zu sein, die in den Proben 101 und 102 milchig trübe und in Nr. 103 und 104 dagegen oft glasklar sind.

In der Grobsandfraktion ($> 0,2 \text{ mm } \varnothing$) kann das Aussehen der Quarzkörner mit einer Binokularlupe untersucht werden. Die Grobsandfraktionen bestehen fast nur aus Quarz. Vereinzelte Turmaline sind anzutreffen.

In den Fraktionen 0,63–2 mm \varnothing treten Einzelkristalle stärker hervor, die meist glasklar sind. Die noch vorhandenen Aggregate sind milchig trübe. In den Proben Nr. 103 und 104 haben die Körner oft Oxydüberzüge.

Einzelkörner herrschen in den Fraktionen 0,2–0,63 mm \varnothing weitaus vor. Sie sind meistens glasklar.

Die milchig trüben Körner lassen oft Sprünge erkennen. Ihre Trübung scheint von Anätzung und zum Teil von Kaolinit herzuführen, der sich in den Sprüngen gebildet hat. Oft haben sie traubig warzige Oberflächen. Die Quarzkörner in der Probe Nr. 101 sind am stärksten, die in Probe Nr. 103 am wenigsten angeätzt.

Die glasklaren Körner sind splitterig und höchstens an den Kanten verrundet. Bei ihnen handelt es sich vorwiegend um Quarzbruchstücke.

Kaolinit. In den Proben Nr. 101–104 steht der Abnahme des Quarzes eine deutliche Zunahme des Kaolinitanteiles von 23 auf 42% gegenüber.

Das in den Proben von Nr. 101–104 sich immer stärker ausprägende Maximum in der Korngrößenklasse $< 2 \mu \varnothing$ wird durch die Zunahme des Kaolinites verursacht.

Der Kaolinit bildet außerdem einen wesentlichen Bestandteil der Grobtonfraktion. In der Feinsandfraktion ist Kaolinit nur in der Probe Nr. 101 nachzuweisen. Es sind Einzelkristalle und keine Aggregate.

Die quantitativen Analysen des Kaolinites erfolgten differentialthermoanalytisch. Ein Wechsel von Kaolinit in Probe 101 zu Fireclaymineral in Probe 104 ist zu beobachten. Der Übergang von Kaolinit zu Fireclaymineral vollzieht sich stetig. Er ist am Wandern der exothermen Kaolinitreaktion von 975°C in Probe 101 nach 950°C in Probe 104 zu erkennen. Beim Vergleich der entsprechenden Guinier-Aufnahmen tritt eine immer stärker werdende diffuse Bande hinter dem (020)-Reflex auf. Der (11 $\bar{1}$)-Reflex und der (1 $\bar{1}$ 0)-Reflex werden schwächer und sind bei Probe 104 nicht mehr zu erkennen. Der (020)-Reflex gewinnt an Intensität. In keiner Probe ist der (1 $\bar{1}\bar{1}$)-Reflex zu identifizieren.

Die DTA-Kurven der Fraktionen $< 0,63 \mu \varnothing$ zeigen gegenüber dem Kurvenverlauf der Gesamtfractionen $< 2 \mu \varnothing$ eine Verschiebung der exothermen

Tabelle 3

Probe Nr.	$< 2 \mu \varnothing$ °C	$< 0,63 \mu \varnothing$ °C
104	950	940
103	955	945
102	965	945
101	975	950
108	980	—

Reaktion zu niedrigeren Temperaturen (Tabelle 3). Diese Tatsache erklärt sich dadurch, daß die kleineren Kaolinitkristalle schlechter kristallisiert sind als die größeren. Der Befund bildet eine Parallele zu den Beobachtungen LIPPMANNs (1) an feuerfesten Tonen Niederhessens.

Auf Grund der DTA-Kurven und der Röntgenaufnahmen ist der Kaolinit in Probe Nr. 101 als nicht besonders gut kristallisiert anzusprechen. Die Fehlordnung im Kristallgitter des Kaolinit nimmt über die Proben Nr. 102 und 103 zu. In der Probe 104 dürfte die Grenze zwischen Kaolinit und Fireclaymineral erreicht sein. Bei der DTA der Probe Nr. 104 läßt sich eine deutliche endotherme Reaktion des Kaolinminerals zwischen 100 und 150° C beobachten. Das Kaolinmineral in dieser Probe ist als Fireclaymineral anzusprechen.

Glimmer. In den Proben des Lateritprofils kommen verschiedenartige Glimmer nebeneinander vor. Bei allen Proben sind in den Fraktionen 6,3 bis 200 $\mu\phi$ unter dem Mikroskop stark gebleichte Biotite zu erkennen. Sie sind aber nur in der Probe Nr. 104 so zahlreich, daß man sie auszählen kann. In den Fraktionen < 2 $\mu\phi$ und 2—6,3 $\mu\phi$ der Proben

Nr. 102—104 lassen sich röntgenographisch die (001)- und (002)-Reflexe von dioctaedrischem Glimmer nachweisen. Die Reflexe sind scharf und liegen bei $d = 10,0$ kX bzw. $d = 5,0$ kX. Neben diesen sind in der Probe Nr. 103 in der Fraktion < 2 $\mu\phi$ ein diffuser Reflex bei $d = 14,5$ kX und ein schärferer

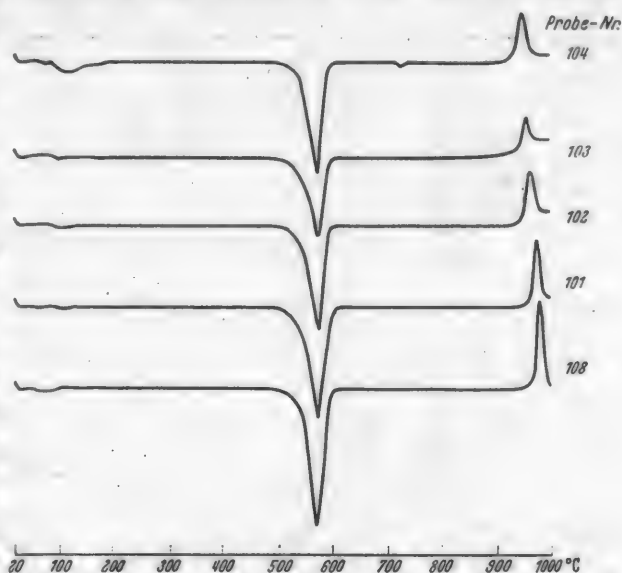


Abb. 3. Differentialthermo-Kurven der Fraktionen < 2 $\mu\phi$. Lateritprofil von Kot

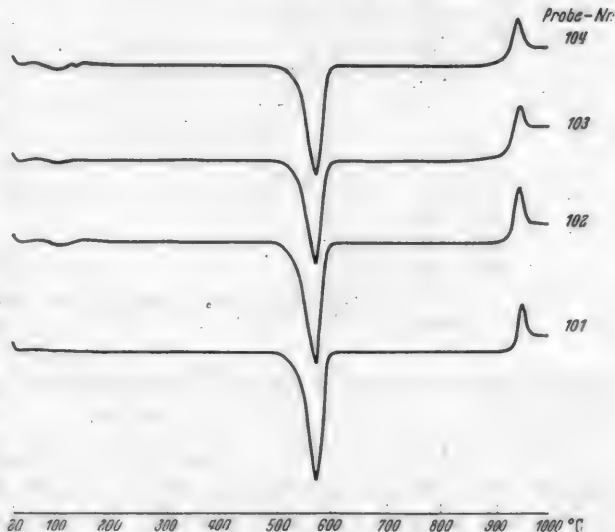


Abb. 1. Differentialthermo-Kurven der Fraktionen < 0,63 $\mu\phi$. Lateritprofil von Kot

Tabelle 4a. Mineralbestand des Lateritprofils von Kot

Probe Nr.	Fraktion	Quarz	Kaolinit	Glimmer	Hämatit	Nadeleisen- erz	Diaspor	Calzit	Schwer- minerale	Summe
104	< 2	0,5	38,5	5,8				0,5		45,3
	2-6	0,5	1,5	0,2				1,6		3,8
	6-20	0,9	1,9	0,1	0,3			3,1		6,3
	20-63	2,3		0,2	0,9			15,6		19,0
	63-200	3,3			0,4			8,3	+	12,0
	200-632	11,5								11,5
	632-2000	2,4								2,4
	> 2000	0,2								0,2
	Summe:	21,6	41,9	6,3	1,6			29,1		100,5
103	< 2	0,4	23,5	7,2	5,4					36,5
	2-6	0,2	4,2	0,4	1,7					6,5
	6-20	1,1	1,5		1,8					4,4
	20-63	1,1			2,6				0,1	3,8
	63-200	5,6			2,7				0,2	8,5
	200-632	18,4								18,4
	632-2000	16,4								16,4
	> 2000	4,3								4,3
	Summe:	47,5	29,2	7,6	14,2				0,3	98,8
102	< 2	0,3	23,7	4,9			0,7			29,6
	2-6	0,9	1,8	0,5	1,5			0,1		4,8
	6-20	2,5	0,3		0,7			0,5		4,0
	20-63	2,1			1,3			1,8	0,1	5,3
	63-200	5,9			0,4			5,2	0,1	11,6
	200-632	22,0								22,0
	632-2000	19,7								19,7
	> 2000	2,6								2,6
	Summe:	56,0	25,8	5,4	3,9		0,7	7,6	0,2	90,6
101	< 2	0,1	18,4					0,3		18,8
	2-6	0,1	1,9					1,1		3,1
	6-20	0,2	1,2					1,7		3,1
	20-63	0,4	0,5		0,1			2,7		3,7
	63-200	3,7						5,1	+	8,8
	200-632	16,8								16,8
	632-2000	27,8								27,8
	> 2000	18,5								18,5
	Summe:	67,6	22,0		0,1			10,9		100,6

Reflex bei $d = 11,8$ kX zu erkennen. Entsprechend treten in der Probe Nr. 104 Reflexe bei $d = 14,0$ kX und $d = 12,5$ kX auf.

In der Probe Nr. 101 war röntgenographisch kein Glimmer nachzuweisen. Ebenso konnte röntgenographisch in den Fraktionen $6,3-20 \mu \varnothing$ der restlichen Proben kein Glimmer identifiziert werden. Optisch sind aber über $6,3 \mu \varnothing$ vereinzelte Glimmerblättchen festzustellen. Ihre Zahl reicht zum röntgenographischen Nachweis nicht aus.

Die Interferenzlinien bei $d = 10,0$ kX und $5,0$ kX sind dioktaedrischem Glimmer zuzuordnen. Die übrigen viel schwächeren Interferenzen in den Proben Nr. 103 und 104 sind hydratisiertem Glimmer und Vermiculit beizuordnen.

Zusammenfassung der Beobachtungen an den Glimmern. Im frischen unverwitterten Granit von Eklara ist nur Biotit zu beobachten. In den Fraktionen

Tabelle 4b. Mineralbestand des Lateritprofils von Kot

Probe Nr.	Fraktion	Quarz	Kaolinit	Glimmer	Hämatit	Nadeleisen- erz	Diaspor	Calzit	Schwer- minerale	Summe
108	<2	0,5	50,3		1,5					52,3
	2-6	0,1	8,5		1,4					10,0
	6-20	0,1	3,8		1,2					5,1
	20-63	0,1	1,6		0,2					1,9
	63-200	0,6	2,4		0,2				0,1	3,3
	200-632	8,0	3,5							11,5
	632-2000	13,3								13,3
	>2000	2,6								2,6
	Summe:	25,3	70,1		4,5				0,1	100,0
109	<2	0,4	33,7	3,4			0,9			38,4
	2-6	0,5	15,6	0,7	7,3			0,2		24,3
	6-20	0,7	8,9		2,7			1,3		13,6
	20-63	2,5	1,4		1,3			2,9		8,1
	63-200	5,8			1,0			0,3		7,1
	200-632	4,9								4,9
	632-2000	1,0								1,0
	>2000	2,1								2,1
	Summe:	17,9	59,6	4,1	12,3		0,9	4,7		99,5

Eisenoxydkonkretionen

	Quarz %	Kaolinit %	Hämatit %	Nadeleisen %
104	20	40	35	<5
103	50	30	20	
102	15	55	30	

> 6,3 μ \varnothing des Lateritprofils findet man nur gebleichte Biotite. In den röntgenographisch analysierten feineren Fraktionen sind fast ausschließlich die Basisreflexe von muskowitzähnlichem Glimmer festzustellen. Die beobachteten Intensitäten der (001)- und (002)-Reflexe dieser Glimmer sind gleich. Die Basis-

reflexe der trioktaedrischen Glimmer in den Proben Nr. 103 und 104 sind viel schwächer als die der dioktaedrischen.

Bei der Differentialthermoanalyse zeigten die Glimmer keine Reaktionen.

Ein qualitativer und quantitativer Vergleich der Glimmer in den einzelnen Proben des Profils zeigt, daß die Glimmer in den höheren Profiltellen weniger stark zersetzt sind als in den tieferen.

Diese Beobachtungen lassen sich folgendermaßen deuten: Die Basisreflexe des muskowitzähnlichen Glimmers stammen von Serizit, der als Einschluß in den Kalifeldspaten vorkommt. Der Serizit ist identisch mit den mikroskopisch nicht identifizierbaren stark doppelbrechenden Einschlüssen in den Mikroklinen des Granites. Dieser gegen die Verwitterung resistente Glimmer reichert sich nach der Zerstörung der Kalifeldspäte in der Feintonfraktion an. Neben diesem Serizit

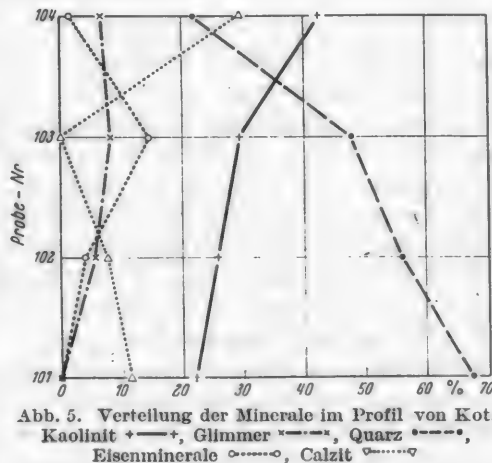


Abb. 5. Verteilung der Minerale im Profil von Kot.
Kaolinit +—+, Glimmer x—x—, Quarz o—o—o—,
Eisenminerale x—x—x—, Calzit o—o—o—o—

Tabelle 4c. DTA und optische Analysen der Tonfraktionen

Probe Nr.	Fraktion	Glimmer %	Kaolinit %	Quarz %	Calzit %	Hämatit %
101	<2 DTA		90	<2	<2	
	2-6 DTA		60	2-5	35	
	Phako		71	2	27	
	6-20 DTA		35	5-10	55	
	Phako		38	5	57	
102	<2 DTA	(20)	80	2		
	2-6 DTA	(15)	35	20	<5	(25)
	Phako	10	51	4	2	33
	6-20 DTA		10	65	15	(10)
	Phako		5	63	12	20
103	<2 DTA	(20)	65	<2		(15)
	2-6 DTA	(10)	65	2-5		(25)
	Phako	3	64	1		32
	6-20 DTA		35	25		(40)
	Phako		19	23		58
104	<2 DTA	(10)	85	2	2	
	2-6 DTA	(10)	40	20	20	
	Phako	5	45	7	43	
	6-20 DTA		30	15	55	
	Phako	1	6	24	65	4
108	<2 DTA		95	<2		
	2-6 DTA		85	<2		(15)
	Phako		87			13
	6-20 DTA		75	<2		(20)
	Phako		77			23
109	<2 DTA	(10)	90	<2		
	2-6 DTA	(5)	60	~2	<2	(30)
	Phako	2	69			29
	6-20 DTA		60	~5	10	(25)
	Phako		69	5	9	(16)

„Die eingeklemmten Prozentzahlen sind an Hand von Röntgendiagrammen geschätzt worden.“

sind im Feinton bei 2 Proben die Zerfallsprodukte des Biotits röntgenographisch nachzuweisen.

Hämatit. Als einziges Eisenmineral ist, abgesehen von den Konkretionen, im Profil von Kot nur Hämatit nachzuweisen. Der Hämatit ist in Form von Schüppchen in der Grobton- und besonders in der Feinsandfraktion angereichert. Sein Anteil an den Gesamtproben ist gering. Nur in der Probe Nr. 103 sind in der Feintonfraktion etwa 14% Hämatit vorhanden.

Calzit. Der Calzit nimmt im Profil eine bedeutende Stellung ein. Er ist in beträchtlichen Mengen in den Proben Nr. 101, 102 und 104 zu finden. In der Probe Nr. 103 fehlt er ganz. Damit steht sein Auftreten im scharfen Gegensatz zur Verteilung des Hämatits, der in der letztgenannten Probe stark angereichert ist.

Die Art der Calzitverteilung geht aus Dünnschliffuntersuchungen hervor. Der Calzit ist zwischen den Quarzkörnern auskristallisiert. Stellenweise ist er in die Risse der Quarzkörner eingedrungen und hat die Körner auseinandergepreßt. In den Proben 101 und 102 sieht man von Calzit umgebene Quarzkörner, deren Risse noch mit Kaolinit ausgefüllt sind. Man kann daraus schließen, daß die Quarzkörner einmal völlig von Kaolinit umgeben waren. Der Kaolinit muß weggelöst worden sein. An seiner Stelle wurde der Calzit ausgeschieden.

Diaspor. Neben den beschriebenen Mineralen wurde in der Fraktion $< 2 \mu$ \varnothing der Probe 102 röntgenographisch Diaspor nachgewiesen. Diaspor kristallisiert tafelig nach der (010)-Fläche, und nur bei Texturaufnahmen war der sehr starke (010)-Reflex bei $d = 3,98$ kX zu erhalten. Die übrigen schwächeren Interferenzen des Diaspor traten nicht auf. Der prozentuale Anteil des Diaspor an der Fraktion liegt unter 5%. In der Gesamtprobe ist daher weniger als 1% Diaspor enthalten.

Nach der erwähnten Analyse der Sorab Dalal China Works, Ransipur (Si/Al-Verhältnis von 1,85/1) hat man ein Gewichtsverhältnis Kaolinit/Diaspor von 26,5/1 zu erwarten. In der Probe Nr. 102 beträgt dieses Gewichtsverhältnis 35/1. Diese Werte stimmen in der Größenordnung recht gut überein.

Schwerminerale. An Schwermineralen findet man im gesamten Profil Zirkon und Turmalin. Der Zirkon ist farblos und überwiegt an Häufigkeit. Die Kristalle sind stark verrundet. Die Turmaline haben idiomorphe Gestalt und zeigen einen starken Pleochroismus von gelbbraun zu dunkel olivgrün.

Die Schwerminerale und die Korngrößenanalyse lassen erkennen, daß die Proben Nr. 101–104 ein zusammengehöriges, *in situ* entstandenes Profil bilden.

4. Die Konkretionen im Profil von Kot

Die Eisenoxydkonkretionen in den Proben Nr. 102, 103 und 104 kann man als ein dichtmaschiges Netzwerk von dunklen Hämatitadern beschreiben. Zwischen diesen Adern ist Kaolinit und Quarz eingebettet. Der Kaolinit ist mehr oder weniger mit Hämatit vermengt. Der Kern der Konkretionen besteht meist aus kompakt erscheinendem Hämatit, in dem Quarzkörner gleichmäßig verstreut liegen.

Die Verteilung und das Aussehen der Quarzkörner gleicht völlig dem mikroskopischen Bild der Quarzverteilung im umgebenden Kaolin. Diese Tatsache zeigt, daß die Bildung der Konkretionen erst nach der Entstehung des quarzhaltigen Tones in diesem Ton stattgefunden hat.

Bei den einzelnen Proben scheint ein Zusammenhang zwischen der Menge des Hämatits in den Konkretionen zu der im umgebenden Ton und der Anwesenheit von Calzit im Ton zu bestehen (vgl. dazu Tabelle 4).

Außer Hämatit wurde in einer Konkretion der Probe Nr. 104 Nadeleisenerz nachgewiesen.

5. Die Proben Nr. 108 und Nr. 109

Aus dem gleichen Kaolinbruch wie das beschriebene Lateritprofil stammt die Probe Nr. 108. In der Korngrößenverteilung stimmt die Probe qualitativ mit den Proben des Profils überein (Abb. 7). Das Maximum des Quarzes liegt, wie in der Probe Nr. 101, zwischen 0,6 und 2 mm \varnothing . Die Quarzkörner sind glasklar oder auch trübe. Eine warzige Ausbildung ist nicht zu beobachten. In Dünnschliffen erkennt man eine starke Korrosion der Körner. Die Tonfraktionen sind mengenmäßig wesentlich größer als bei den Proben des Profils. Kaolinit bildet in diesen Fraktionen das anteilmäßig vorherrschende Mineral. Nach den DTA und Röntgenanalysen ist er besser kristallisiert als in der Probe Nr. 101. Diaspor ist nicht nachzuweisen. Auch Glimmer fehlen ganz. Die Kaolinisierung ist hier demnach vollständiger als im Lateritprofil. Neben Kaolinit kommt in den Tonfraktionen Hämatit vor. Vielfach ist der Kaolinit durch Hämatit verkittet. Mit Eisenoxyd

durchsetzte Kaolinknollen treten bis in die Sandfraktion hinein auf. Der Kaolinit konnte für die Korngrößenanalyse dieser Probe mit der angewendeten Methode nicht restlos suspendiert werden. Dagegen ließ sich die Verkittung des Kaolinites mit Eisenoxyd erkennen.

Der Schwemmkaolin von Kot, *Probe Nr. 109*, fällt mit seiner Korngrößenverteilung völlig aus dem Rahmen der beschriebenen Kaolinproben heraus. Aus der Korngrößenverteilung (Abb. 7) erkennt man, daß ein durch Umlagerung von seinen gröberen sandigen Fraktionen weitgehend befreiter Kaolin vorliegt. Der Mineralbestand gleicht qualitativ dem der anderen Proben von Kot.

Der Kaolinit entspricht nach DTA und Röntgenaufnahmen dem Kaolinit in Probe 108. In den feineren Tonfraktionen kommt muskowitzähnlicher Glimmer vor. Die Feinsand- und Grobtonfraktionen führen erhebliche Mengen an Calzit und Hämatit. Die Feinsand- und die gröberen Sandfraktionen bestehen hauptsächlich aus Quarz. Die Quarzkörner sind milchig trübe und vielfach miteinander verkittet. Sie bilden dann traubig warzige Aggregate.

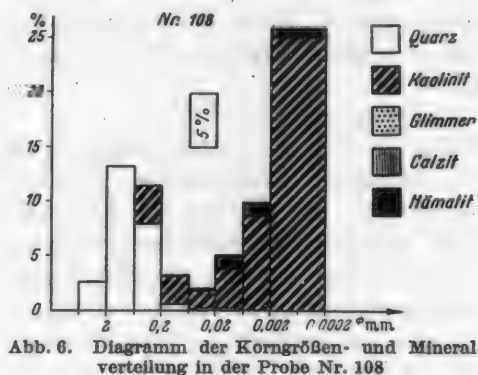


Abb. 6. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung in der Probe Nr. 108

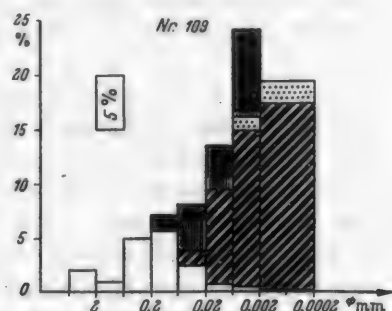


Abb. 7. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung in der Probe Nr. 109

6. Die Entstehung des Lateritprofils von Kot

Der Granit bei Kot und Eklara ist einer Kaolinisierung unterworfen gewesen. Dabei wurden die Feldspäte und die Hornblende vollständig zerstört. Die Quarzkörner wurden erheblich korrodiert, der Biotit gebleicht und teilweise abgebaut.

Die Bildung von Eisenoxydkonkretionen im Kaolin führte zur Entstehung von typischen Lateritprofilen auf dem verwitterten Granit.

Durch die Kaolinisierung ist eine Trennung der in den primären Mineralen des Granites gemeinsam vorkommenden Elemente Eisen und Aluminium erfolgt. Das Aluminium wurde fast vollständig im Kaolinit an Kieselsäure gebunden. Das Eisen bildete oxydische Minerale. Als Verwitterungsreste blieben korrodierte Quarzkörner und gebleichte Biotite erhalten.

Die Entwicklung des Lateritprofils läßt sich am besten getrennt an den Verwitterungsresten, Quarz und Glimmer, und den Verwitterungsneubildungen, den Kaolin- und den Eisenmineralen, verfolgen.

In dem untersuchten Lateritprofil sind die Quarzkörner in den tieferen Profiltteilen stärker korrodiert als in den höheren. Im Gegensatz dazu nimmt die Zerspaltung der Quarzkörner von unten nach oben im Profil zu. In den oberen Profiltteilen sind die Glimmer besser erhalten als in den unteren.

In den unteren Teilen des Profils ist Kaolinit aufgelöst worden und an seiner Stelle wurde Calzit ausgeschieden. Beim Vergleich der Kaolinminerale der einzelnen Proben des Profils ist ein Übergang von Kaolinit zu Fireclaymineral von unten nach oben im Profil festzustellen (Abb. 3 und 4).

Aus der Analyse und dem Mineralbestand des Granites von Eklara läßt sich der nach der Kaolinisierung zu erwartende Mineralbestand annähernd berechnen. Vorausgesetzt wird: 1. daß der Quarz sich am Lösungsumsatz nicht beteiligt; 2. daß Feldspat, Hornblende und Glimmer zerstört sind und alles Al dieser Minerale im Kaolinit *in situ* gebunden ist; 3. daß das freierwerdende Fe, Ti und Mn als Fe_2O_3 , TiO_2 und MnO_2 vorliegt. Es würden von der Substanz des Granites erhalten bleiben (Tabelle 5):

Das Verhältnis Kaolinit/Quarz würde betragen 1,25/1.

Tabelle 5

	%		Auf 100% umgerechnet %
Quarz . .	26	SiO_2	42
Kaolinit .	15,5	SiO_2	53
	13	Al_2O_3	
	4,5	H_2O	
Oxyde . .	4	Fe_2O_3 usw. .	5
	63		100

In Wirklichkeit ist der Quarz korrodiert und zu einem Bruchteil gelöst worden. Die Glimmer sind nicht völlig zerstört. Eine Berücksichtigung dieser Faktoren ist bei einer Überschlagsrechnung nicht möglich. Die dadurch in der Rechnung entstehenden Fehler heben sich aber zum Teil gegenseitig auf.

In dem Lateritprofil ist in den Proben Nr. 101 und 102 Kaolinit aufgelöst und an seiner Stelle Calzit ausgeschieden worden. Ein Vergleich des für den kaolinisierten Granit berechneten Kaolinit/Quarzverhältnisses mit den entsprechenden Verhältnissen der einzelnen Proben erklärt den Verbleib des Kaolinites.

Tabelle 6

Probe Nr.	Kaolinit/Quarz
104	1,95/1
103	0,62/1
102	0,45/1
101	0,34/1

Nach Tabelle 6 muß eine Wanderung von Kaolinsubstanz in den oberen Teil des Profils erfolgt sein. Als Beweis für diese Wanderung ist außerdem der Übergang von Kaolinit zu Fireclaymineral, der von unten nach oben im Profil erfolgt, zu betrachten.

Das Auftreten von Diaspor in Probe Nr. 102 zeigt, daß freies Aluminiumhydroxyd im Profil vorhanden gewesen ist. Daraus ist zu schließen, daß die Wanderung der Kaolinsubstanz in Lösung erfolgt ist. Das Fireclaymineral ist demnach als Rekristallisationsprodukt der Kaolinsubstanz zu betrachten. Zur Auflösung des Kaolinites können nur alkalische Lösungen geführt haben, durch die gleichzeitig der Quarz korrodiert und der Biotit zerstört wurden.

Der Calzit kann als Indikator des p_{H} der zuletzt im Profil wirksam gewesenen Lösungen angesehen werden. Die Löslichkeit von Calciumkarbonat in wäßrigen Lösungen hängt im wesentlichen von der Konzentration der freien Kohlensäure in der Lösung ab. Verringert sich die Konzentration der freien Kohlensäure, so muß aus einer mit Calciumkarbonat gesättigten Lösung Calzit ausfallen. In der Natur kann ein Entzug der Kohlensäure eintreten durch Entweichen der Kohlensäure beim Erwärmen der Lösung oder durch Neutralisation der Kohlensäure mittels alkalischer Lösungen.

In das Profil von Kot sind calciumkarbonathaltige Lösungen von unten her eingedrungen. In den Proben 101 und 102 wurde der Calzit augenscheinlich bei Reaktionen der eindringenden sauren Lösungen mit den basisch reagierenden Profiltteilen ausgefällt. Die Abscheidung des Calzits in der Probe 104 ist auf Verdunstung des Lösungsmittels an der Profiloberfläche zurückzuführen.

An den Proben des Profils vorgenommene p_H -Messungen ergaben die Werte der untenstehenden Tabelle 7.

Eine Übereinstimmung der gemessenen Werte mit den p_H -Verhältnissen, die bei der Profilbildung herrschten, ist heute nicht mehr zu erwarten¹. Trotzdem veranschaulicht das erkennbare p_H -Gefälle im Profil, warum der Quarz in Probe 101 stärker als in den anderen Proben korrodiert ist. Ebenfalls wird verständlich, weshalb in Probe 101 viel Calzit, in Probe 102 weniger und in Probe 103 kein Calzit ausgeschieden wurde.

Die Herkunft des Calzits ist mit größter Wahrscheinlichkeit von den verwitternden Plagioklasen aus der tiefsten Verwitterungszone über dem noch frischen Granit abzuleiten. Er muß durch kohlensaure Verwitterungslösungen dem Profil zugeführt worden sein. Sein Auskristallisieren hat in dem Lateritprofil die letzten nachweisbaren Veränderungen hervorgerufen.

An den bisher besprochenen Mineralen, Quarz, Glimmer, Kaolinit (bzw. Fireclaymineral) und Calzit ist folgender Entwicklungsverlauf des Profils zu erkennen:

Der Granit von Kot wurde an seiner Oberfläche kaolinisiert. Quarz und ein Teil des Biotits blieben als Restminerale erhalten. Die Kaolinisierung ist hier als Verwitterungsvorgang an der Oberfläche des Granites vor sich gegangen. Sie ist auf die Einwirkung saurer Lösungen zurückzuführen. Als Hauptaganz der Verwitterung ist die Kohlensäure anzusehen, wie der auftretende Calzit beweist.

Nach der Kaolinisierung des Granites haben in dem beschriebenen Profil basische Lösungen in den unteren Profiltteilen den Quarz stark korrodiert und die Glimmer fast restlos zerstört. Kaolinit wurde durch sie aufgelöst. Die Kaolinsubstanz ist im Profil nach oben gewandert, wo sich Fireclaymineral neu gebildet hat.

Darauf ist eine Einwanderung von Calzit in das Profil erfolgt. Das Calciumkarbonat ist von sauren Lösungen transportiert worden. Beim Eindringen der sauren Lösungen in das basisch reagierende Bodenprofil wurde der Calzit ausgefällt.

Bei der Kaolinisierung des Granites von Kot hat eine Oxydation des vorhandenen Eisens stattgefunden. Das Eisen ist in die oberen Teile des Profils eingewandert und hat sich dort in Form oxydischer Minerale angereichert. Eine

¹ In diesem Zusammenhange ist von Interesse, daß VAN BEMMELN bei Explorationschürfungen in Niederländisch-Indien ähnliche p_H -Werte an einem ähnlichen Profil gemessen hat. Es handelte sich dort um einen quarzhaltigen Kaolin auf Granit, der in den oberen Profiltteilen in Bauxit überging.

Tabelle 7

Probe Nr.	Kaolin	Eisenoxyd-konkretionen
104	—	7,3
103	6,4	—
102	6,7	7,3
101	7,5	—
108	6,6	—

(Für die p_H -Messungen wurden jeweils 10 g der Probensubstanz in 20 ml destilliertem Wasser aufgeschlämmt.)

Reduktion des Eisens etwa durch organische Substanz und eine Wanderung in zweiwertiger Form ist äußerst unwahrscheinlich und durch keine Beobachtungen zu belegen. Das Eisen muß daher als Fe^{+++} in saurer Lösung gewandert sein. Der Abtransport des Eisens aus den unteren Profilteilen und seine Anreicherung in den oberen ist deshalb vor dem Auftreten basischer Lösungen im Profil erfolgt. Zeitlich fällt somit die Wanderung des Eisens mit der Kaolinisierung des Granites zusammen oder ist unmittelbar danach vor sich gegangen.

Die Eisenminerale sind zunächst gleichmäßig in den oberen Profilteilen verteilt gewesen. Die Konkretionen sind spätere Bildungen, wie man an dem eingeschlossenen Kaolinit und den Quarzen erkennen kann. Zwischen der Entstehung der Konkretionen und dem Auftreten von Calzit im Profil besteht offenbar ein Zusammenhang. Den Beweis liefert ein Vergleich der Proben Nr. 102—104.

In den Proben 102 und 104, die Calzit enthalten, besitzen die Konkretionen einen hohen Prozentsatz Hämatit, während im umgebenden Ton nur wenig Hämatitschüppchen in der Grobton- und Feinsandfraktion vorhanden sind. In der calzitfreien Probe 103 enthalten die Konkretionen relativ wenig Hämatit, und besonders im Feinton dieser Probe liegt ein hoher Anteil Hämatit vor.

An dieser Stelle darf ein Hinweis auf die Probe Nr. 103 gemacht werden. Diese Probe besteht aus Eisenoxydkonkretionen und weißem Ton wie die Proben 102 und 104. Der Ton enthält keinen Calzit und ist daher nicht spröde und bröckelig wie in den Proben 101, 102 und 104. Die roten Konkretionen werden von diesem Ton umhüllt und sind kaum zu erkennen. Aus diesem Grunde ist der Horizont der Probe Nr. 103 im Gelände als „heller Horizont“ erschienen.

Über den Vorgang der Konkretionsbildung selber lassen sich an Hand der Beobachtungen keine sicheren Aussagen machen. Der Zeitpunkt der Konkretionsbildung fällt jedoch nach den oben dargelegten Verhältnissen mit dem Auftreten des Calzits zusammen.

Die Probe Nr. 108 aus dem gleichen Kaolinbruch wie das Lateritprofil fällt mit ihrem Mineralbestand aus dem Rahmen der übrigen Proben heraus. Das Fehlen der Glimmer und die starke Korrosion der Quarze (ähnlich der in Probe 101) weisen auf eine sehr weitgehende Kaolinisierung hin. Eine sekundäre Einwirkung basischer Lösungen wie im Lateritprofil hat bei dieser Probe nicht stattgefunden. Calzit fehlt völlig. Es ist kein Kaolinit verdrängt worden. Der Kaolinit ist besser kristallisiert als der von Probe Nr. 101.

Das Verhältnis Kaolinit/Quarz ist in der Probe Nr. 108 wie 2,75/1. Es ist also weitaus mehr Kaolinit vorhanden, als nach der Analyse des Granites von Eklara zu erwarten wäre. Der Grund hierfür könnte in der starken Korrosion der Quarzkörner zu suchen sein. Dann müßte mehr als die Hälfte der ursprünglich im Granit vorhandenen Quarzmenge verwittert sein. Das mikroskopische Bild spricht gegen eine so starke Auflösung des Quarzes. Möglicherweise kann die Probe Nr. 108 aus einer sehr feldspatreichen pegmatitischen Partie des Granites stammen. Diese Möglichkeit läßt sich an Hand der Probe nicht nachprüfen. Als dritte Deutungsmöglichkeit des abweichenden Kaolinit/Quarzverhältnisses wäre eine Zufuhr von Kaolinit in Erwägung zu ziehen.

Der Kaolinit in Probe Nr. 108 ist gut kristallisiert. Bei einer möglichen Zufuhr und Auskristallisation von Kaolinit müssen hier andere Umstände geherrscht haben als die, welche in Probe Nr. 104 zur Bildung von Fireclay-mineral geführt haben. Für die Bildung des Fireclayminerals sind aufsteigende

Lösungen verantwortlich, die an der Oberfläche des Profils verdunsteten. Das Fireclaymineral wurde daher aus übersättigten Lösungen abgeschieden.

Ob alle in den tieferen Profiltteilen gelöste Kaolinsubstanz in Probe Nr. 104 zum Niederschlag gekommen ist, dürfte mit Sicherheit kaum nachzuprüfen sein. Es müßten in diesem Falle nur aufsteigende Lösungen das Profil von Kot durchzogen haben, was sehr unwahrscheinlich ist. Horizontale Grundwasserbewegungen sind zumindest zeitweise denkbar. Auf Grund dieser Überlegungen scheinen direkte Beziehungen der Probe Nr. 108 zum Lateritprofil möglich zu sein.

Eine Klärung der tatsächlichen Stellung der Probe Nr. 108 kann jedoch nur durch weitere systematische Untersuchungen an ergänzenden Proben des Kaolins von Kot erfolgen.

Zusammengefaßt ist der Entwicklungsverlauf des Profils von Kot folgender:

Der Granit von Kot wurde an seiner Oberfläche durch Verwitterung kaolinisiert. Bei der Kaolinisierung wurden der Plagioklas, der Kalifeldspat und die Hornblende restlos zersetzt. Der Biotit blieb zum Teil erhalten und wurde gebleicht. Der Quarz wurde korrodiert.

Während oder nach der Kaolinisierung ist das Eisen im Profil nach oben gewandert; oxydische Eisenminerale haben sich hier angereichert. Die Eisenminerale waren zunächst gleichmäßig im Kaolin verteilt.

Nach der Abwanderung der Eisenverbindungen sind im unteren Teil des Profils durch basische Lösungen der Quarz stärker korrodiert, die Glimmer fast restlos zerstört und ein Teil des Kaolinites aufgelöst worden. Die gelöste Kaolinitsubstanz ist im Profil nach oben gewandert, wo sich Fireclaymineral neu gebildet hat.

Nach der Wanderung der Kaolinsubstanz sind von unten her in das Profil Lösungen eingedrungen, aus denen in den unteren Profiltteilen und an der Profiloberfläche Calzit ausgeschieden wurde.

Die Konkretionsbildung der Eisenminerale ist ein Vorgang, dessen Ursache am Profil von Kot nicht identifiziert werden konnte. Sie hat nach der Kaolinisierung des Granites stattgefunden, wie der von den Konkretionen eingeschlossene Quarz und Kaolinit beweisen. Die Zusammenhänge zwischen der Verteilung der Eisenminerale und des Calzits im Profil machen wahrscheinlich, daß die Konkretionsbildung und die Ausscheidung des Calzits etwa zur gleichen Zeit erfolgt sind.

II. Der Laterit von Pedhamli

1. Profilbeschreibung

Nach der Beschreibung ZEUNERS gibt es im Sabarmati-Gebiet bei Pedhamli ein weiteres bedeutendes Vorkommen von Lateriten. Bei Pedhamli hat sich der Laterit auf rot- und weißgebänderten Kreidesandsteinen gebildet. Der Laterit ist 3,5—5 m mächtig. Er wird durch einen kalkigen Flußsand überlagert und ist daher nicht rezent. An der Lateritoberfläche findet man Konkretionen von Calzit.

Die geologischen Verhältnisse des Fundortes zeigen, daß der Kreidesandstein mit seiner Lateritdecke zu Beginn der Ablagerung des kalkigen Flußsandes einen niedrigen Hügel gebildet hat. Später wurde dieser Hügel von den Sanden des Sabarmati überdeckt.

Von dem Lateritprofil dieses Vorkommens stammen die folgenden Proben (Probennahme am 18. 1. 49):

119. Rötlich und gelblich gefärbte harte Oberflächenkruste des Profils (4,80 m über Nr. 110).

118. Heller sandiger Boden mit gelben und orangeroten Flecken (4,50 m über Nr. 110).

117. Rot-, gelb- und violettgefleckter Boden, stärker erhärtet als Nr. 116 (3,90 m über Nr. 110).

116. Rot-, gelb- und violettgefleckter Boden (3,60 m über Nr. 110).

115. Schlackige Eisenoxydkonkretionen (2,70 m über Nr. 110).

114. Schlackige Eisenoxydkonkretionen (2,10 m über Nr. 110).

113. Gelblich-weißer mürber Sandstein aus einer Kluft im Horizont der Probe Nr. 112 (1,20 m über Nr. 110).

112. Roter Sandstein von weißen Adern durchzogen (1,20 m über Nr. 110).

111. Rotgebänderter Sandstein.

110. Kreidesandstein von Pedhamli; Gestein *in situ* unter dem Lateritprofil.

120. Kreidesandstein von Pedhamli.

2. Der Kreidesandstein

Bei den Proben Nr. 110 und 120 des Kreidesandsteines von Pedhamli handelt es sich um weiße, feinkörnige, weiche Gesteine. Ihre Hauptbestandteile sind Quarz, Muskowit und Kaolinit. Daneben ist etwas Hämatit vorhanden. An Schwermineralen treten Turmalin und Zirkon häufiger auf.

Die Unterschiede zwischen beiden Sandsteinproben liegen hauptsächlich in der Korngrößenverteilung (Abb. 8 u. 9). Beide Proben haben ein stark ausgeprägtes Maximum in der Feinsandfraktion. Bei der Probe Nr. 120 liegt es in der Fraktion $20-63\ \mu\ \varnothing$, bei der Probe Nr. 110 in der Fraktion $63-200\ \mu\ \varnothing$. Dieses Maximum wird zum überwiegenden Teil durch Quarz verursacht.

Quarz. Den Hauptbestandteil der Sandsteine bildet der Quarz. An der Gesamtzusammensetzung des sehr feinkörnigen Sandsteins Nr. 120 ist er mit etwa 50% beteiligt. Beim Sandstein Nr. 110 beträgt sein Anteil an der Gesamtprobe 62,5%. Eine Korrosion der Quarzkörner ist mikroskopisch nicht zu beobachten. Die Korngrößen über $0,2\ \text{mm}\ \varnothing$ beim Sandstein Nr. 110 und über $0,06\ \text{mm}\ \varnothing$ bei Nr. 120 bestehen zum größten Teil aus Aggregaten verkitteter Quarzkörner. Das Bindemittel der Aggregate ist Kaolinit.

Muskowit. Beide Sandsteine enthalten rund 26% Muskowit. Es handelt sich um einen sehr eisenarmen Muskowit. Die bestimmmbaren optischen und röntgenographischen Daten sind in Tabelle 8 wiedergegeben.

Der Muskowit stellt in beiden Sandsteinen den Hauptbestandteil der Tonfraktionen. In der Feinsandfraktion der Probe Nr. 110 ist der Muskowitgehalt ebenfalls relativ hoch.

Der Muskowit spielt bei der Verwitterung der Sandsteine eine bedeutende Rolle. Unter dem Mikroskop ist bei Anwendung des Phasenkontrastverfahrens eine Umwandlung des Muskowits in Kaolinit zu beobachten. Bei Einbettung der Streupräparate in o-Toluidin ($n = 1,570$) erkennt man, daß viele Muskowitkristalle randlich in niedriger brechende Substanz umgewandelt sind oder daß

von der Oberfläche der Muskowitkristalle dünne, durchscheinende und niedriger brechende Häutchen abblättern. Diese Umwandlungsprodukte des Glimmers haben wegen ihrer optischen Anfärbung eine Lichtbrechung, die der des Einbettungsmittels nahezu entspricht. Röntgenaufnahmen zeigen, daß es sich bei den Umwandlungsprodukten um Kaolinit handelt.

Kaolinit. Der Kaolinit kommt in beiden Sandsteinen von der Feintonfraktion bis in die Feinsandfraktion hinein vor. Der Sandstein Nr. 120 hat mit 19,1% etwa die doppelte

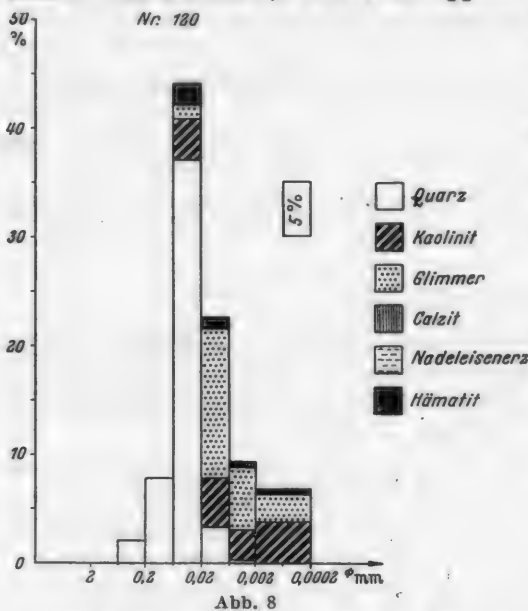


Abb. 8. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung des Kreidesandsteins Nr. 120

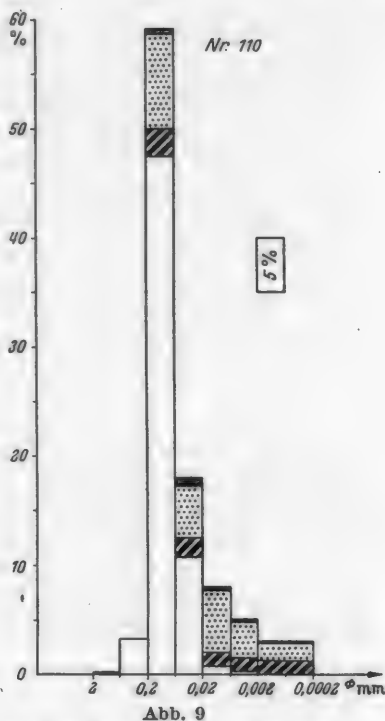


Abb. 9. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung des Kreidesandsteins Nr. 110, der das Lateritprofil von Pedhamil unterlagert

Menge Kaolinit wie Nr. 110 mit 9%. In der Feinsandfraktion sind es größere, blättchenförmige, sehr dünne Kristalle. Es sind die oben erwähnte Umwandlungsprodukte des Muskowits. Die Lichtbrechung für n_z liegt zwischen 1,563 und 1,567.

Tabelle 8

$d_{(100)} = 10,08 \text{ kX}$	$n_z = 1,588$
$d_{(200)} = 5,06 \text{ kX}$	$2V = 40^\circ$
$d_{(040)} = 1,510 \text{ kX}$	

Die optischen Daten sind an Kristallen der Fraktionen 20–63 μ \varnothing in der Probe 110 ermittelt worden. Die röntgenographischen Werte wurden den Textur- und Guinier-Aufnahmen der Tonfraktionen entnommen.

der Schwerminerale an den Sandsteinen beträgt ungefähr 1–2%. Die Turmaline und Zirkone gleichen völlig denen aus dem Granit von Eklara und Kot.

Diaspor. In der Probe Nr. 110 sind geringe Mengen Diaspor röntgenographisch mit dem Texturverfahren nachweisbar.

Schwerminerale. Die in den Sandsteinen vorkommenden Schwerminerale sind Turmalin, Zirkon, Rutil und Biotit. Von diesen ist der Turmalin das häufigste Mineral. Relativ zahlreich sind auch Zirkone. Rutil und Biotit treten nur in vereinzelten Kristallen auf. Der Anteil

Hämatit spielt in den beschriebenen Sandsteinproben keine bedeutende Rolle.

An Dünnschliffen läßt sich das Gefüge der Sandsteine studieren. Bei der Probe Nr. 120 ist eine stark ausgeprägte Feinschichtung zu beobachten. Sie wird durch einen raschen Wechsel in der Korngrößenzusammensetzung der einzelnen Lagen hervorgerufen. Bei der Probe Nr. 110 fehlt diese Feinschichtung.

Die weißen Sandsteine wechsellagern mit roten Sandsteinbändern (Probe Nr. 111). In diesem Gestein ist Hämatit einer der Hauptgemengteile. Der Sandstein ist feinschichtig. Seine einzelnen Schichten unterscheiden sich durch ihren Hämatitgehalt. Der Hämatit ist besonders stark in dunklen, nur Millimeter mächtigen Lagen angereichert. Da der rote Sandstein sehr fest ist, konnte er nicht für Korngrößenanalysen aufbereitet werden. Eine pulverisierte Probe ergab bei der DTA einen Gehalt von 60% Quarz, 10% Kaolinit und 30% Muskowit + Hämatit. Nach Röntgenaufnahmen ist dabei die Hämatitmenge mit etwa 20% zu veranschlagen (Tabelle 9b).

3. Das Lateritprofil

Die Lateritbildung ist durch die Verwitterung des beschriebenen Kreidesandsteines ausgelöst worden. Dabei wurde der Muskowit zum Teil in Kaolinit umgewandelt und der Quarz korrodiert. Aus den roten Sandsteinbändern wurde Hämatit herausgelöst und das Eisen in Lösung weggeführt. Der Verwitterungsvorgang ist an den folgenden Proben deutlich erkennbar:

Probe 112. Die Probe 112 besteht aus einem roten Sandstein, der von weißen bzw. weißlich gelben Adern durchzogen wird. Der Sandstein wird dadurch in einzelne rote Knollen aufgelöst. Die Knollen weisen die gleiche Schichtung und Bänderung auf wie der Sandstein der Probe Nr. 111. In den weißen Adern zwischen den Knollen ist der Hämatit aufgelöst worden. Das ursprüngliche Sandsteingefüge wurde dabei zerstört. Teilweise hat sich in den Adern Calcit abgeschieden. Die mineralische Zusammensetzung der Knollen und der weißen Adern ist in Tabelle 9b wiedergegeben.

Probe 113. Die Probe Nr. 113 besteht aus einem ähnlichen Material wie die weißen Adern in Nr. 112. Es ist ein sehr mürber gelblich weißer Sandstein. Die Probe entstammt einer Kluft des gleichen Horizontes wie Nr. 112. Die Korngrößenverteilung und den Mineralbestand zeigen die Tabelle 9a und die Abb. 10.

Der Sandstein 113 zeigt gegenüber Nr. 110 folgende Unterschiede: Der Prozentsatz der Grobsandfraktionen ($< 0,2 \text{ mm } \phi$) an der Gesamtprobe ist bei Nr. 113 viel größer als bei Nr. 110 (vgl. Abb. 9). Die Quarzkörner sind korrodiert. Der Kaolinitgehalt ist doppelt so groß als in Nr. 110. Der Diasporgehalt ist

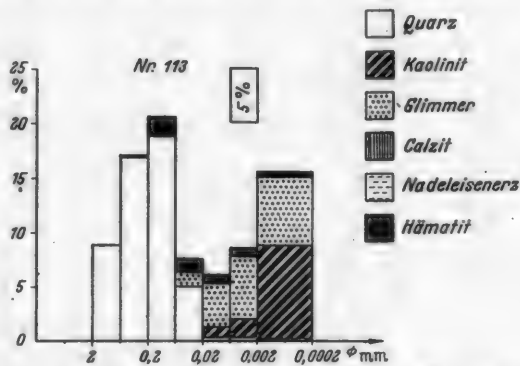


Abb. 10. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung in der Probe Nr. 113

Tabelle 9a. Mineralbestand des Profils von Pedhamli

Probe Nr.	Fraktion	Quarz	Kaolinit	Glimmer	Hämatit	Nadeleisenerz	Diaspor	Calzit	Schwerminerale	Summe
119	<2	0,8	13,7	7,4	5,5					27,4
	2-6	0,6	1,2	1,8	2,5			0,1		6,2
	6-20	1,5	0,8	1,5	2,2			1,5		7,5
	20-63	2,5		0,1	1,4			3,1	0,2	7,3
	63-200	9,4			0,5			5,5		15,4
	200-632	8,5			0,6			3,5		12,6
	632-2000	2,4						20,0		22,4
	Summe:	25,7	15,7	10,8	12,7			33,7	0,2	98,8
118	<2	1,6	44,8	8,9	3,0		1,5			59,8
	2-6	1,6	2,0	0,8	3,6					8,0
	6-20	3,3	1,2	0,4	3,3					8,2
	20-63	3,1		0,1	1,8			0,1	0,1	5,2
	63-200	10,6			0,5			0,1	0,1	11,3
	200-632	4,2			0,4				0,1	4,7
	632-2000	2,1								2,1
	Summe:	26,5	48,0	10,2	12,6		1,5	0,2	0,3	99,3
117	<2	1,0	21,4	3,9	3,9	8,8				39,0
	2-6	0,5	1,4	1,4	2,1	1,5				6,9
	6-20	1,0	1,0	1,0	3,0	3,9				9,9
	20-63	1,1			5,2			0,3		6,6
	63-200	3,0			12,0			0,2		15,2
	200-632	3,3			13,1					16,4
	632-2000	1,0			5,4					5,4
	Summe:	10,9	23,8	6,3	59,9			0,5		100,4
116	<2	0,4	52,6	3,0	3,0	3,2	1,6			63,8
	2-6	0,7	1,4	0,3	4,0	0,5				6,9
	6-20	1,6	1,6	0,2	3,6	1,0				8,0
	20-63	1,3		0,1	3,3				0,1	4,8
	63-200	2,1		0,05	1,9			0,05	0,1	4,1
	200-632	2,2			2,1					4,3
	632-2000	1,3			5,0					6,3
	>2000				1,3					1,3
	Summe:	9,6	55,6	3,65	28,9		1,6	0,05	0,2	99,5
113	<2	0,3	17,1	12,3	0,7		0,7			31,1
	2-6	0,3	1,7	5,7	0,7					8,4
	6-20	0,3	0,9	4,1	0,8					6,1
	20-63	5,1	0,1	1,0	0,8				0,4	7,4
	63-200	19,0			1,0				0,6	20,6
	200-632	16,8							0,2	17,0
	632-2000	8,7								8,7
	Summe:	50,5	19,8	23,1	4,0		0,7		1,2	99,3

ebenfalls größer. Das Maximum des Muskowites liegt in der Feintonfraktion und nicht in größeren Kornklassen, wie in Nr. 110 oder 120.

Das Ausgangsgestein der Probe 113 muß ein größerer Sandstein gewesen sein als Nr. 110. Das Maximum des Glimmers in der Feintonfraktion und der hohe Kaolinitgehalt sowie die Korrosion der Quarzkörner lassen erkennen, daß das Gestein erheblich verwittert ist. Nach seiner Lage im Profil und seinem Verwitterungsgrad ist es durch Herauslösung des Hämatits aus einem roten Sandstein entstanden.

Probe 114 und 115. Die Proben 114 und 115 bestehen aus schlackigen Eisenoxydkongregationen. An ihrem Aufbau sind Quarz, Kaolinit, Glimmer, Calzit und vor allem Hämatit und Nadeleisenerz beteiligt (Tabelle 9b). An den Kongregationen sind weiße und rote Teile zu unterscheiden. In den roten kommen Hämatit, Kaolinit, Muskowit und Quarz nebeneinander vor. Die hellen Teile enthalten neben größeren Mengen Kaolinit und Muskowit etwas Calzit; Hämatit fehlt.

Der Quarz in den Kongregationen besteht aus einzelnen erheblich korrodierten Körnern, die in einer dichten Grundmasse von Hämatit verstreut liegen. In den Rissen der Quarzkörner ist Hämatit auskristallisiert.

Relikte eines Sandsteingefüges wie in Probe 112 sind bei Nr. 114 und 115 nicht mehr zu erkennen. Der hohe Gehalt an Eisenmineralen dürfte zum Teil auf einer relativen Anreicherung durch Auflösung des Quarzes beruhen; der größere Teil des Eisens wird aus tieferen Horizonten zugeführt worden sein. Zumindest hat eine Umkristallisation der Eisenverbindungen *in situ* stattgefunden, da Hämatit und Nadeleisenerz in den Rissen der stark korrodierten Quarzkörner auskristallisiert sind.

Tabelle 9b. Mineralbestand des Profils von Pedhamli

Probe Nr.	Fraktion	Quarz	Kaolinit	Glimmer	Hämatit	Nadeleisenerz	Diaspor	Calzit	Schwerminerale	Summe
110	<2	0,1	2,5	3,0	0,4		0,2			6,2
	2-6	0,3	1,0	3,3	0,3					4,9
	6-20	0,7	1,3	5,6	0,4					8,0
	20-63	10,7	1,8	4,7	0,4				0,5	18,1
	63-200	47,4	2,4	8,9					0,6	59,3
	200-632	3,2								3,2
	>632	0,1								0,1
	Summe:	62,5	9,0	25,5	1,5		0,2		1,1	99,8
120	<2	0,3	7,4	4,8	1,0					13,5
	2-6	0,2	2,8	5,7	0,5					9,2
	6-20	3,4	4,5	13,8	0,9					22,6
	20-63	36,1	4,4	1,3	0,9				1,3	44,0
	63-200	7,6		0,1	0,1					7,8
	200-632	2,1								2,1
	Summe:	49,7	19,1	25,7	3,4				1,3	99,2

Eisenoxydkongregationen

		Quarz %	Kaolinit %	Glimmer %	Hämatit %	Nadeleisenerz %	Calzit %
119	Oberfl. Kruste	20	25	10	30	5-10	5
117	roter Teil	10	25	10	20	30-40	sp.
117	gelber Teil	10	25	10		5-10	50
115	roter Teil	15	35	10	35	5-10	
115	heller Teil	20	40	25			15
114	rote Konkr.	2-5	35	15	40	5-10	
112	rote Knolle	25	10	15	35	5-10	
112	weiße Ader	40	10	20			30
111	roter Sandstein	55	10	10	25		

Probe 116. Die Probe Nr. 116 besteht aus lockerem vollständig aufbereitem Material. Die Korngrößenanalyse zeigt, daß über 60% den Feintonfraktionen angehört. Die Gesamtprobe enthält 56% Kaolinit. Hämatit, Nadeleisenerz und Diaspor stellen weitere 30%. Gering ist dagegen der Quarz- und Muskowitgehalt. An Schwermineralen sind Turmalin und Zirkon vorhanden.

Die Quarzkörner haben teilweise Eisenoxydhäutchen. Eine Korrosion ist ebenfalls zu erkennen.

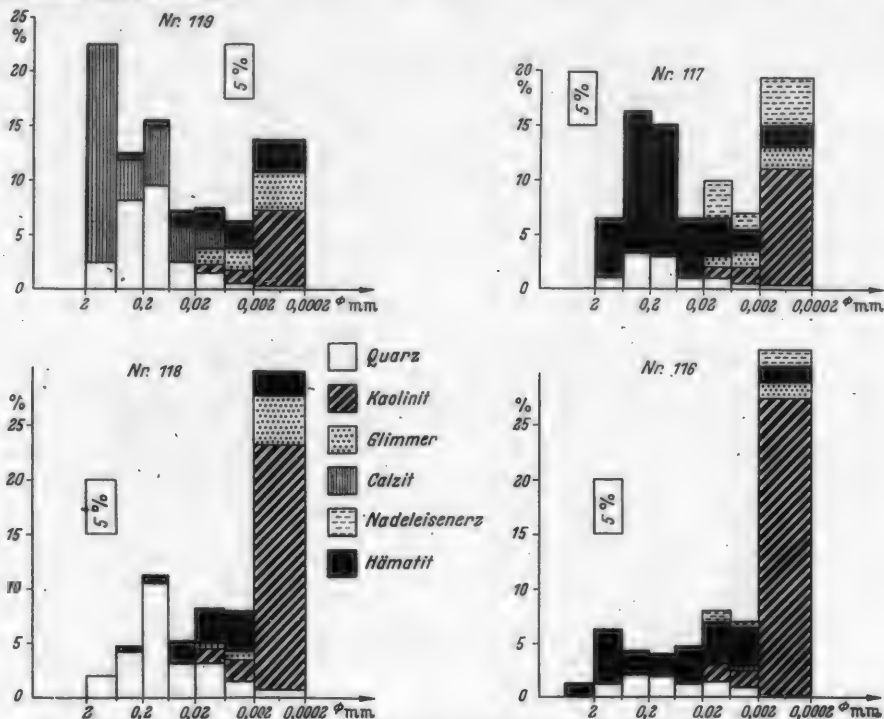


Abb. 11. Diagramm der Korngrößen- und Mineralverteilung im Lateritprofil von Pedhaml. Von oben Nr. 119 nach unten Nr. 116

Die Kornverteilung des Muskowits mit dem Maximum in der Feintonfraktion deutet auf eine starke Verwitterung des Glimmers hin. Zu dem hohen Kaolinitgehalt in der Probe hat nicht nur die Verwitterung des ursprünglich vorhandenen Muskowits, sondern eine weiter unten nachgewiesene Zufuhr von Kaolinsubstanz beigetragen.

Hämatit und Nadeleisenerz sind nicht nur in den Tonfraktionen vorhanden, sondern kommen in Form von Pisolithen auch in den Sandfraktionen vor. Die Pisolithe erreichen Größen bis zu 3 mm \varnothing . Diaspor ist nur in der Feintonfraktion nachzuweisen.

Der Schwermineralbestand und die Korngrößenverteilung des Quarzes mit einem Maximum bei 0,2 mm \varnothing zeigen, daß der ursprüngliche Sandstein der Probe 116 ungefähr eine Zusammensetzung wie der von Probe 113 besessen hat.

Probe 117. Bei der Probe Nr. 117 sind Mineralbestand und Korngrößenverteilung ähnlich wie bei Probe 116. Die Korngrößenanalyse zeigt einen gerin-

geren Anteil der Feintonfraktionen an der Gesamtprobe als bei Nr. 116 (Tabelle 9a). Dementsprechend ist auch der Kaolinitgehalt der Probe viel geringer. Die Korngrößenverteilung des Quarzes gleicht der in Nr. 116. Die Quarz- und die

Tabelle 9c. DTA und optische Analysen der Tonfraktionen

Probe Nr.	Fraktion	Glimmer %	Kaolinit %	Quarz %	Calzit %	Hämatit usw. %
120	<2 DTA	(35)	55	2—5		(15)
	DTA	(70)	30	5		
	2—6 Phako	16	78	1		5
	DTA	(65)	20	15		
	6—20 Phako	29	52	15		4
110	<2 DTA	(50)	40	<2		(10)
	DTA	(80)	20	<5		
	2—6 Phako	32	53	8		7
	DTA	(80)	15	<10		
	6—20 Phako	67	19	9		5
113	<2 DTA	(40)	55	2		(5)
	DTA	(80)	20	5		
	2—6 Phako	45	45	2		8
	DTA	(80)	15	5		
	6—20 Phako	66	17	3		14
116	<2 DTA	(5)	85	+		(10)
	DTA	(5)	20	20		(55)
	2—6 Phako		15	2		83
	DTA		20	20		(60)
	6—20 Phako	4	2	5		89
117	<2 DTA	(10)	55	2—5		(35)
	DTA	(20)	20	<10		(55)
	2—6 Phako		11	3		86
	DTA	(10)	10	10		(70)
	6—20 Phako	3	3	3		91
118	<2 DTA	(15)	75	2—5		(5)
	DTA	(10)	25	20		(45)
	2—6 Phako		30	8		62
	DTA	(5)	15	40		(40)
	6—20 Phako	6	4	35		55
119	<2 DTA	(25)	50	<5	+	(20)
	DTA	(30)	20	<10	<2	(40)
	2—6 Phako		31	10		59
	DTA	(20)	10	20	25	(30)
	6—20 Phako	17	11	16	22	34

Die eingeklammerten Prozentzahlen sind an Hand von Röntgendiagrammen geschätzt worden.

Muskowitmenge der Probe ist gering. Eine Korrosion des Quarzes ist unter dem Mikroskop deutlich zu erkennen. Der Glimmer ist wegen seiner Anreicherung in der Feintonfraktion stark verwittert. Etwa 60% der Gesamtprobe stellen Hämatit und Nadeleisenerz. In Form von Pisolithen sind sie Hauptbestandteile der Sandfraktionen. In der Feintonfraktion tritt besonders stark Nadeleisenerz hervor. Die große Menge der Eisenminerale ist für die stärkere Verfestigung der Probe 117 verantwortlich.

Ein größerer zu stark verfestigter Teil der Probe 117 konnte für die Korngrößenanalyse nicht aufbereitet werden. Dieser nicht aufbereitbare Teil hat

qualitativ den gleichen Mineralbestand wie die geschlämmte Probe. Eine hellere Stelle bestand dagegen zu 50% aus Calzit.

Das mikroskopische Bild zeigt, daß der Calzit in kleinen Gängen und bevorzugt um die Pisolithe auskristallisiert ist. Wie man an einigen Stellen beobachten kann, treiben die Calzitgänge Quarzkörner und Pisolithe auseinander. Die Auskristallisation von Calzit ist demnach aus Lösungen erfolgt, die erst nach der Bildung des Laterites in das Profil eingedrungen sind. Das bevorzugte Ausscheiden des Calzites um die Pisolithe kann auf die p_H -Verhältnisse in der Probe zurückgeführt werden.

Probe 118. Die Kornverteilung von Probe Nr. 118 zeigt, daß etwa 60% der Probe der Feintonfraktion angehört. Diese Fraktion besteht zum größten Teil aus Kaolinit. Ein zweites Maximum liegt in der Fraktion 0,06—0,2 mm \varnothing . Es wird durch Quarz verursacht. Der Quarz zeigt kaum eine Korrosion. Die Quarzverteilung in den Sandfraktionen läßt deutlich die Herkunft der Probe von einem Sandstein ähnlicher Art wie Probe 110 erkennen. Pisolithe sind in Probe 118 selten. Der Hämatit kommt in Form kleiner Schuppen vor. Nadeleisenerz ist nicht vorhanden. Calzit findet sich nur in Spuren. Die Probe ist deshalb unverfestigt. Ihr hoher Kaolinitgehalt kann nicht allein durch die Verwitterung des Muskowites *in situ* entstanden sein.

Probe 119. Die Probe Nr. 119 stammt von der Oberfläche des Lateritprofils. Nicht zu stark verfestigte Teile dieser Probe lassen sich für die Korngrößenanalyse aufbereiten. Die Kornverteilung des Quarzes gleicht völlig der in Probe Nr. 113. Die Feintonfraktion ist geringer als in Probe 118. In der Sandfraktion wird ein Maximum bei 0,6—2 mm \varnothing durch Calzit hervorgerufen. Es handelt sich um Aggregate von Calzit, die kleine Mengen Kaolinit, Quarz, Nadeleisenerz und Hämatit enthalten (max. 15%), wie differentialthermoanalytisch und röntgenographisch bestimmt wurde. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß der Calzit in kleinen Nestern und Gängen ausgeschieden ist. Wie in Probe 117 ist der Calzit erst nach der Bildung des Laterites auskristallisiert.

Die stark verfestigten Teile der Probe haben nach DTA- und Röntgenanalysen einen höheren Gehalt an Hämatit und Nadeleisenerz.

4. Die Veränderungen des Mineralbestandes im Profil

Die Korngrößenanalyse der einzelnen Proben, die röntgenographische, differentialthermoanalytische und optische Untersuchung der Fraktionen sowie Dünnschliffuntersuchungen der Gesteinsproben lassen die folgenden wichtigen Tatsachen erkennen:

Die Proben Nr. 110—119 sind aus einem *in situ* entstandenen Gesteinsprofil entnommen worden. Das beweist der übereinstimmende Schwermineralbestand der Proben und die charakteristische Korngrößenverteilung des Quarzes.

Das unverwitterte Ausgangsgestein des Laterites war ein feinkörniger, weißer Quarz-Glimmer-Sandstein. Dieser wechsellagerte mit roten hämatitreichen Sandsteinbändern. Der Muskowit des Sandsteines verwitterte zu Kaolinit. Der Hämatit der roten Sandsteinbänder lieferte bei der Verwitterung die Substanz für die Eisenminerale der Konkretionen in den höheren Profiltteilen. Der Quarz wurde bei der Verwitterung korrodiert.

Die Veränderungen, die der Mineralbestand der einzelnen Horizonte des Profils bei der Verwitterung erfahren hat, lassen sich am besten an der Erscheinungsform der Minerale und ihrer mengenmäßigen Verteilung im Profil verfolgen.

Quarz. Der mengenmäßig wichtigste Bestandteil des Ausgangsgesteins ist der Quarz. In den Proben des Ausgangsgesteins (Nr. 120, 110, 111) zeigen die Quarzkörner kaum Spuren einer Korrosion. Der Quarzanteil liegt in diesen Proben zwischen 50 und 60%.

Eine erhebliche Korrosion erkennt man an den Quarzkörnern der Proben 112, 113, 114, 115, 116 und 117. Der Quarzgehalt ist in diesen Proben abgesehen von Nr. 113 sehr niedrig.

Über Probe Nr. 118 nimmt der Quarzgehalt wieder zu und erreicht in Probe Nr. 119 den gleichen Anteil wie in den Ausgangsgesteinen. In beiden Proben ist nur eine geringe Korrosion der Quarzkörner zu beobachten.

Muskovit und Kaolinit.

Einen zweiten wichtigen Bestandteil des Ausgangsgesteins bildet der Muskovit. Bei den wenig verwitterten Gesteinsproben (Nr. 120 und 110) ist er in den Grobton- und Feinsandfraktionen angereichert. In der stärker angewitterten Probe 113 liegt das Muskovitmaximum in der Feintonfraktion. In den anderen Proben (Nr. 116, 117, 118, 119) ist der Muskovit noch stärker als bei Nr. 113 in der Feintonfraktion angereichert. Die absolute Muskovitmenge nimmt von Probe 110 zu 117 ab und von 117—119 wieder geringfügig zu (Abb. 12).

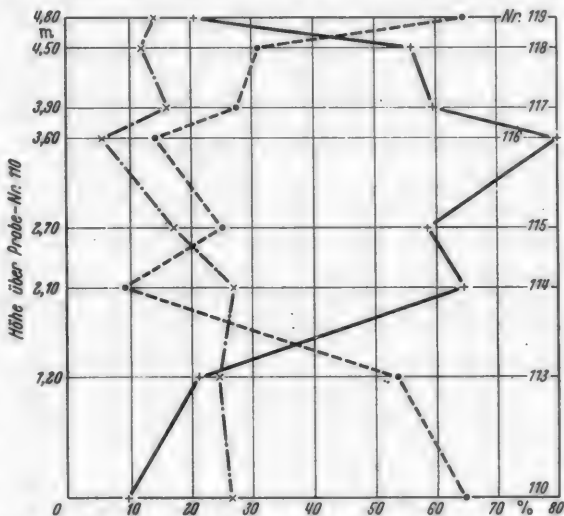
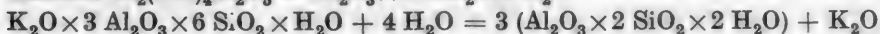
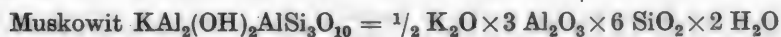


Abb. 12. Verteilung der Minerale im Profil von Pedhamli. (Die Summe der 3 Minerale ist bei jeder Probe auf 100 % umgerechnet.) Kaolinit +—+, Muskovit x---x, Quarz o---o.

Der Kaolinit ist, wie mikroskopisch nachgewiesen wurde, durch die Verwitterung des Muskowits entstanden. Bei einer Umwandlung von eisenfreiem Muskovit in Kaolinit muß aus dem Muskovit etwa die gleiche Gewichtsmenge Kaolinit entstehen.



oder in Molekulargewichten: 760,4 + 72,1 = 739,3 + 94,2.

Wenn bei der Umwandlung Muskovit/Kaolinit keine Substanzwanderung stattfindet, muß die Summe Muskovit + Kaolinit in den einzelnen Proben des Profils konstant bleiben. Das trifft hier nicht zu (Tabelle 10). Die Kaolinitmenge

und auch die Summe Muskowit + Kaolinit nehmen von Probe 110—116 sehr stark zu. Von Probe 117—119 ist ein Rückgang des Kaolinites zu bemerken.

Wie oben erwähnt, verhält sich der Muskowit dem Kaolinit entgegengesetzt: Von Nr. 110—116 nimmt er mengenmäßig ab und von 117—119 wieder geringfügig zu. In den Proben 113—119 muß ein Teil des Kaolinites *in situ* aus dem

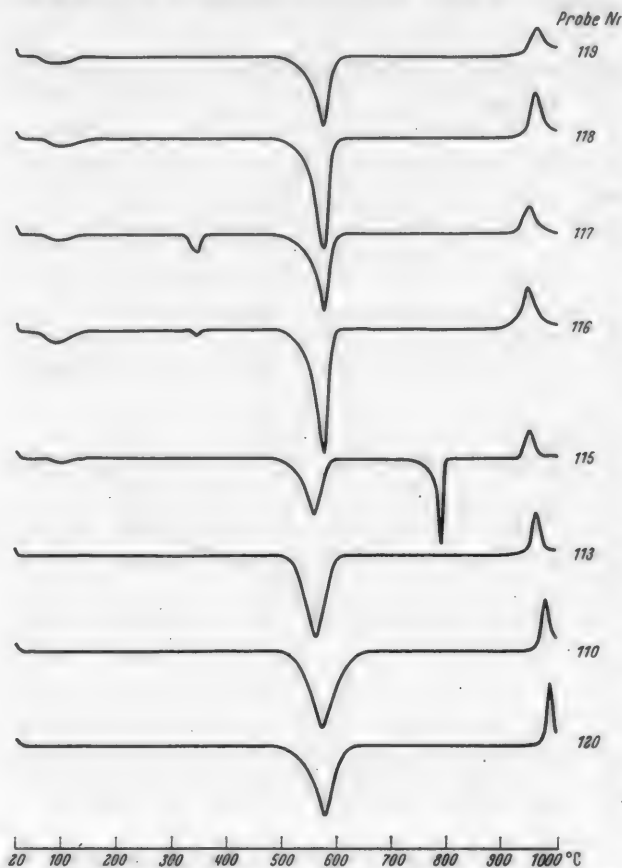


Abb. 13. Differentialthermo-Kurven der Fraktionen $< 2 \mu$ im Profil von Pedhamli

verwitternden Muskowit entstanden sein. Für quantitative Aussagen über die in Kaolinit umgewandelte Muskowitmenge fehlt ein fester Bezugspunkt, da der Quarz durch Auflösung stark in den Stoffumsatz verwickelt worden ist. Ein erheblicher Teil der Kaolinsubstanz der Proben 113—117 muß jedoch zugewandert sein. Das zeigt die Abb. 13. Von Probe 110—117 ist ein stetiger Übergang von Kaolinit zu Fireclaymineral zu beobachten. In Nr. 118 und 119 ist das Kaolinmineral wiederum Kaolinit (Abbildung 13).

Für das Profil von Eklara konnte eine Wanderung der Kaolinsubstanz direkt nachgewiesen werden. Das Rekristallisationsprodukt der Kaolinsubstanz war Fireclaymineral. Qualita-

tativ sind am Profil von Pedhamli sehr ähnliche Verhältnisse zu erkennen. Die Kaolinsubstanz ist hier ebenfalls aus tieferen Teilen des Profils in höhere Teile eingewandert. Eine quantitative Abschätzung der in die Proben eingewanderten Kaolinitmenge ist allerdings nicht möglich.

Quarz und Muskowit sind in den Proben des Profils Restminerale der Verwitterung. Der Kaolinit und die Eisenminerale sind Neubildungen (abgesehen von dem primären Hämatit in den roten Sandsteinbändern). Einige qualitative Aussagen über den Grad der Zerstörung der Restminerale lassen sich an Hand des Verhältnisses Quarz/Muskowit machen.

In der Tabelle 10 sind für die einzelnen Proben des Profils aufgeführt die Summe Kaolinit + Muskowit und die Verhältnisse Kaolinit/Muskowit und Quarz/

Muskowit. Die Summe Kaolinit + Muskowit ist nach Abzug der Eisenminerale und des Calzits berechnet worden. Das Verhältnis Quarz/Muskowit zeigt, verglichen mit dem Ausgangsgestein (Nr. 110), in welchen Proben bei der Verwitterung der Quarz oder der Muskowit stärker zerstört wurden.

In der Probe 114 wird die starke Korrosion der Quarzkörner durch das Quarz/Muskowitverhältnis deutlich unterstrichen. Bei den Proben 115 und 117, die wie Probe 114 an Eisenverbindungen reichen Horizonten entstammen, ist dieses Verhältnis ebenfalls niedriger als bei den Ausgangsgesteinen. Der Quarz ist in beiden Proben erheblich korrodiert. Zwischen der Korrosion des Quarzes und der Menge der Eisenminerale in den Proben bestehen offenbar enge Beziehungen.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Quarzkörner der Probe 116 nur wenig korrodiert. Da das Verhältnis Quarz/Muskowit gleich dem im intakten Ausgangsgestein ist, kann der Muskowit ebenfalls nicht sehr stark verwittert sein. Demnach ist der große Kaolinitüberschuß in der Probe nicht allein durch die Verwitterung des Muskowits und die Auflösung des Quarzes entstanden. Es muß ein großer Teil des Kaolinit eingewandert sein.

Das läßt sich auch aus der Tabelle 10 entnehmen. Die Ausgangsgesteine bestehen zu etwa 60% aus Quarz und etwa 40% Muskowit + Kaolinit. Die Probe 116 hat 14% Quarz und 86% Muskowit + Kaolinit aufzuweisen. Es sei angenommen, daß der Kaolinit *in situ* aus dem Muskowit entstanden ist. Da hierbei keine Substanzverluste auftreten (siehe oben), muß die Verdoppelung der Menge Kaolinit + Muskowit in der Probe 116 gegenüber den Ausgangsgesteinen relativ durch Auflösung des Quarzes erfolgt sein. Das Verhältnis Quarz/Muskowit (Tabelle 10) hat sich gegenüber dem Ausgangsgestein der Probe 116 nicht geändert. Also müßte der Muskowit im gleichen Verhältnis wie der Quarz verwittert sein. Der Quarz ist bis auf ein Viertel seiner ursprünglichen

Tabelle 10

Probe Nr.		Kaolinit + Muskowit %	Kaolinit/ Muskowit	Quarz/ Muskowit
119	Oberflächenkruste	35	1,45	4,6
118	Sandiger Boden	70	2,7	2,6
117	Gefleckter Boden	75	3,8	1,7
116	Gefleckter Boden	86	14,6	2,6
115	Konkretion	75	3,4	1,5
114	Konkretion	73	2,2	0,14
113	Mürber Sandstein	45	1,17	2,2
110	Ausgangsgestein	35	0,36	2,5
120	Sandstein	42	0,75	1,9

Menge reduziert worden. Das gleiche gilt dann für den Muskowit. Das Verhältnis Kaolinit/Muskowit beträgt im Ausgangsgestein (Nr. 110) etwa 0,4. Wenn der Muskowit in Probe 116 wie der Quarz auf ein Viertel seiner ursprünglichen Menge reduziert und an seiner Stelle eine entsprechende Menge Kaolinit entstanden wäre, ist ein Verhältnis Kaolinit/Muskowit von 5/1 zu erwarten. Das wirkliche Verhältnis beträgt 14,6/1; demnach ist eine erhebliche Menge Kaolinsubstanz der Probe 116 zugeführt worden.

Aus Tabelle 10 ist ferner zu entnehmen, daß der Quarzgehalt und die Summe Muskowit + Kaolinit der Probe 119 den entsprechenden Werten der Probe 110 gleicht. Nur ist in Nr. 119 mehr Muskowit in Kaolinit umgewandelt. Die Probe 119 ist demnach ein Sandstein ähnlich dem Ausgangsgestein, der durch Zuwanderung von Eisenverbindungen und Calzit zu einer festen Kruste zementiert wurde.

Probe 118 ist wie Probe 116 nur wenig verwittert. Der Kaolinüberschuß ist durch Zufuhr von Kaolinsubstanz verursacht worden. Eine Zufuhr von Material zeigt auch der Hämatitgehalt der Probe an, da er weitaus größer ist als im Ausgangsgestein (Nr. 110).

Das Kaolinmineral in Probe 118 und 119 ist Kaolinit. Diese Tatsache bildet einen scharfen Gegensatz zu dem Fireclaymineral in Probe 117.

Die überschüssige Kaolinsubstanz in den höheren Profiltteilen ist aus den tieferen Bereichen des Lateritprofils (Probe 110) zugeführt worden. Die gelöste und wieder ausgefällte Substanzmenge läßt sich nicht abschätzen.

Die Herkunft der überschüssigen Kaolinsubstanz ist aus dem Sandstein Nr. 110 abzuleiten, der das Profil unterlagert. In dieser Sandsteinprobe ist wie in den Proben des Profils Diaspor nachzuweisen. Der Diaspor zeigt, daß im Profil aluminiumführende Lösungen vorhanden waren. Der Diaspor fehlt dagegen in der Sandsteinprobe Nr. 120. Bei diesem Sandstein ist das Verhältnis Kaolinit/Muskowit (Tabelle 10) etwa doppelt so groß wie in Nr. 110. Aus diesen Tatsachen ist zu schließen, daß aus dem Sandstein Nr. 110 Kaolinit herausgelöst worden ist. Wenn man annimmt, daß der Grad der Kaolinisierung des Muskowites in beiden Sandsteinen gleich war und aus dem Sandstein Nr. 120 kein Kaolinit verlorengegangen ist, dann muß aus Nr. 110 etwa die Hälfte der ursprünglichen Kaolinitmenge herausgelöst worden sein.

5. Die Wanderung des Eisens im Profil

Die Ausbildung des Lateritprofils ist auf die Wanderung des Eisens und seine Ausfällung in bestimmten Horizonten zurückzuführen. In Abb. 14 sind 2 Horizonte mit starker Anreicherung der Eisenminerale zu erkennen. Der erste Horizont wird durch die Proben 114 und 115, der zweite durch die Probe 117 vertreten.

In Probe 114 und 115 sind die Quarzkörner stark korrodiert. Auf ihren Rissen sind Hämatit und Nadeleisenerz ausgeschieden. Demnach haben alkalische Lösungen den Quarz korrodiert und das Eisen zur Ausfällung gebracht. Nach der Bildung des Konkretionshorizontes wurde dieser von Lösungen durchwandert. Das zeigt das schlackige poröse Aussehen der Proben 114 und 115, sowie die Abscheidung von Fireclaymineral. Ob aus den Proben Hämatit sekundär aufgelöst wurde, ist mit Sicherheit nicht nachzuweisen.

In Probe 117 sind Eisenminerale zum größten Teil in Pisolithen auskristallisiert. Die Zufuhr des Eisens erfolgte aus tieferen Teilen des Profils; entweder dem Konkretionshorizont oder den roten Sandsteinbändern.

Zwischen den Proben 117 und 118 besteht ein scharfer Gegensatz. Er liegt in dem Wechsel von Fireclaymineral (Nr. 117) zu Kaolinit (Nr. 118) und im Fehlen von Pisolithen und Nadeleisenerz in Probe 118. In Nr. 117 sind außerdem die Quarzkörner stärker korrodiert.

Eine Erklärung für diese Beobachtungen ist, daß der Grundwasserspiegel zeitweise durch den Horizont der Probe 117 verlaufen ist. Die Horizonte 118 und 119 haben über dem Grundwasserspiegel gelegen. Sie sind stärker ausgetrocknet. Daher enthalten sie als Eisenmineral Hämatit, und nur in Probe 119 ist etwas Nadeleisenerz vorhanden.

6. Die Entstehung des Lateritprofils von Pedhamli

An Hand der Untersuchungsergebnisse sind bei dem Bildungsverlauf des Lateritprofils von Pedhamli mehrere Perioden zu erkennen:

a) Die Lateritentwicklung ist ausgelöst worden durch die Verwitterung des Kreidesandsteines, wobei Muskowit in Kaolinit umgewandelt und aus den roten Sandsteinbändern (Nr. 112, 113) Hämatit herausgelöst wurde. Das gelöste Eisen ist in höher gelegenen Teilen des Profils (Nr. 114, 115) ausgefällt worden. Die starke Korrosion der Quarze in den Proben 114 und 115 und die Ausscheidung von Hämatit auf den Sprüngen der korrodierten Quarzkörner zeigt, daß vor der Ausfällung des Eisens der Quarz in diesem Horizont durch alkalische Lösungen stark angegriffen wurde.

b) Nach der Bildung der Konkretionszone (Nr. 114, 115) wurde in dem unterlagernden Sandstein (Nr. 110) Kaolinit aufgelöst. Die Auflösung von Kaolinit ist auf alkalische Lösungen zurückzuführen, wie am Profil von Kot nachgewiesen werden konnte. Aus den im Profil aufsteigenden Lösungen wurde Fireclaymineral abgeschieden. Das Maximum der Ausscheidung wurde über der Konkretionszone in Probe 116 erreicht. Ein Teil des Fireclayminerals ist schon in der Konkretionszone zur Abscheidung gekommen.

c) Nach der Wanderung der Kaolinsubstanz wurde in dem Konkretionshorizont oder dem unterlagernden Sandstein (Nr. 112) Eisenoxyd aufgelöst. In Probe 116 und besonders stark in Probe 117 schieden sich neben Fireclaymineral Eisenminerale ab. Die Abscheidung erfolgte zum Teil in Form von Pisolithen.

Während der Stoffwanderungen, die zur Bildung von Fireclaymineral und Pisolithen führte, hat der Grundwasserspiegel zeitweise in Höhe des Horizontes 117 gestanden. Die Horizonte 118 und 119 lagen über dem Grundwasserbereich. Sie enthalten daher Kaolinit statt Fireclaymineral und keine Pisolithen. Als oberflächennahe Horizonte unterlagen sie einer starken Austrocknung. Dementsprechend führen sie als Eisenmineral fast nur Hämatit.

Das Steigen des Grundwasserspiegels bis in den Horizont 117 läßt sich mit der Aufschotterung des Sabarmati erklären, durch die der Kreidesandsteinhügel mit Flußsanden überdeckt wurde.

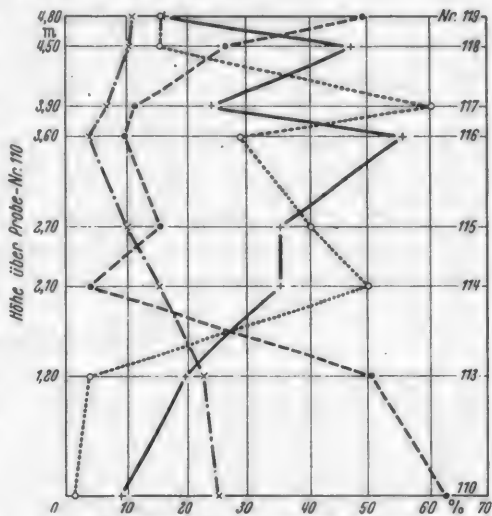


Abb. 14. Verteilung der Minerale im Profil von Pedhamli. Kaolinit —•—, Muskowit - - - -, Quarz , Eisenminerale —•—•—.

d) Die letzte Veränderung hat das Lateritprofil durch Einwanderung von Calzit erfahren. Diese fand nach dem Fossilwerden des Profils statt. Sie liegt daher zeitlich nach der Überdeckung des Hügels durch die Sabarmatisande. Der Calzit stammt aus den kalkigen Flußsanden des Sabarmati und ist besonders stark im Oberflächenhorizont Nr. 119 des Profils auskristallisiert. In den anderen Horizonten wird Calzit nur sporadisch angetroffen.

Die Entstehung der hämatitreichen Oberflächenkruste (Nr. 119) des Lateritprofils läßt sich nicht genau aufklären. Diese Oberflächenkruste muß schon vor der Bildung des pisolithischen Horizontes und der Wanderung der Kaolinsubstanz vorhanden gewesen sein. Der pisolithische Horizont hat den Zusammenhang der Horizonte 118 und 119 mit dem übrigen Profil zerrissen. Die Wanderung der Kaolinsubstanz hat die Spuren älterer Vorgänge im Lateritprofil verwischt. Wahrscheinlich ist die Entstehung der Oberflächenkruste auch zeitlich vor die Bildung des Konkretionshorizontes zusetzen.

Die Ausbildung des Konkretionshorizontes und des Pisolithhorizontes scheint mit Schwankungen des Grundwasserspiegel zusammenzuhängen. Die Ursache dürfte in der abwechselnd erodierenden und aufschotternden Tätigkeit des Sabarmati zu suchen sein.

Allgemeine Betrachtungen über Laterite

Laterite sind im wesentlichen aus Verwitterungsneubildungen aufgebaute Gesteine. Sie entstehen unter tropischen Klimaverhältnissen bei der Verwitterung eisen- und aluminiumhaltiger Gesteine.

Die wichtigsten Komponenten bei der Lateritbildung sind Eisen, Aluminium und Kieselsäure. Sie kommen gemeinsam in den primären Mineralen der Ausgangsgesteine vor. Bei der lateritischen Verwitterung erfolgt eine Trennung besonders von Eisen und Aluminium durch Bildung eigener Minerale. Durch die unterschiedlichen Lösungs- und Fällungsbedingungen tritt meist auch eine örtliche Trennung der Mineralneubildungen des Eisens und Aluminiums ein (V. A. EYLES).

Bei der Verwitterung saurer Gesteine kommt diese Trennung vornehmlich durch Bindung des Aluminiums in Kaolinmineralen, die sich an Stelle der primären Minerale bilden, und die Wegführung des Eisens zustande. Oxydische und hydroxydische Eisenminerale reichern sich in Form von Konkretionen oder Pisolithen in anderen Teilen des Verwitterungsprofils an. Durch diese Anreicherung von Eisenmineralen wird die Ausbildung typischer Lateritprofile hervorgerufen.

Ob Kaolinminerale stabile Endprodukte bei der Lateritbildung sind, oder ob die Kaolinminerale unter Wegführung von Kieselsäure und Bildung von Aluminiumhydroxyden abgebaut werden, ist eine umstrittene Frage. Besonders auf granitischen Gesteinen entstehen nach zahlreichen Beobachtungen bei der lateritischen Verwitterung kaolinitische Tone. Die Bildung von Aluminiumhydroxyden in solchen Tönen wird von vielen Forschern (ALLEN, VAN BEMMELN, CAMPBELL, EYLES, FOX, HARRASSOWITZ, MEAD, SHERMAN, TER MEULEN) durch eine Zersetzung der Kaolinminerale erklärt. WÄGEMANS hält Kaolinminerale für stabile Endprodukte der lateritischen Verwitterung. Plagioklase und andere

kieselsäurearme Minerale sollen nach den Beobachtungen vieler Forscher (ALEXANDER, BAUER, HARRISON, LACROIX) als primäres Zersetzungsprodukt Hydrargillit liefern. Der Hydrargillit soll nach anderen Autoren (HARDY, GOLDMAN) sekundär durch Kieselsäurezufuhr in Kaolinit umgewandelt werden können.

Die zahlreichen und teilweise widersprechenden Untersuchungsergebnisse lassen erkennen, daß bei der Lateritbildung kompliziertere Vorgänge stattfinden können, als sie meist angenommen werden. In der vorliegenden Arbeit wurde die Auflösung von Kaolinit und die Neubildung von Fireclaymineral in anderen Teilen des Lateritprofils nachgewiesen. Diese Beobachtung zeigt, daß die sog. Endprodukte der Lateritbildung keineswegs so sehr stabil sind.

An Stelle von kaolinitischen Tonmineralen oder neben diesen treten in Lateriten Aluminiumhydroxyde auf. Beschrieben wurden Hydrargillit ($\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$), Böhmit ($\gamma\text{-AlOOH}$) und Diaspor ($\alpha\text{-AlOOH}$).

Das Auftreten von Hydrargillit und Böhmit ist durch Alterung von Aluminiumhydroxydgelen leicht zu erklären. Bei Temperaturen um 0°C erhält man durch Fällung aus Aluminiumsalzlösungen ein amorphes Gel (HAVESTADT und FRICKE) dessen Alterung unter kaltem Wasser schnell zu Böhmit führt. Weitere Alterung in kalter Lösung führt zu Bayerit (HAVESTADT und FRICKE, BÖHM). Durch Schütteln mit Alkalilauge bei Temperaturen zwischen 30 und 60°C kann man eine spontane Umwandlung des Bayerits ($\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$) in Hydrargillit erreichen [FRICKE (1)]. Bayerit wird in der Natur nicht beobachtet. Nach FRICKE (2) läßt sich Hydrargillit durch sehr langsame Fällung von Aluminiumhydroxyd aus alkalischer Lösung direkt darstellen.

Das Vorhandensein von Diaspor sollte nach DE LAPPARENT (1), (2) für eine leichte Metamorphose des Gesteins typisch sein. Nach RUSTRUM ROY und E. F. OSBORN soll sich Diaspor nur unter Drucken von mehr als 140 kg/cm^2 und Temperaturen zwischen 275 und 400°C bilden. Das Vorkommen des Diaspor in den untersuchten Lateriten ist jedoch durch eine Metamorphose des Gesteins nicht zu belegen.

In Lateriten sind folgende Eisenminerale beobachtet worden: Hämatit, Hydrohämatit (Turgit), Nadeleisenerz und gelbe Eisenhydroxydgele, die gewöhnlich als Limonit bezeichnet werden. Der Hydrohämatit ist ein Oxydhydrat, das sich nur durch einen variablen Wassergehalt vom Hämatit unterscheidet. Die Röntgendiagramme von Hydrohämatit und Hämatit stimmen völlig überein. Der Limonit ist größtenteils röntgenamorph. Er zeigt aber sehr oft verbreiterte Interferenzen von Nadeleisenerz.

Über die Bildungsweise dieser Minerale kann man aussagen, daß sie durch Alterung aus Eisen(III)hydroxydgelen entstehen. Die Paragenesen der 4 Eisenminerale in Lateriten können durch Laborversuche erklärt werden. Nach HÜTTIG und Mitarbeitern geht das amorphe Eisenhydroxyd, das bei der Fällung von Eisen(III)salzen mit Ammoniak oder Alkalilaugen entsteht, unter normalen Bedingungen nach längeren Alterungszeiten in „Hydrohämatit“ über. Bei anderem p_{H} und unter anderen Reaktionsbedingungen kann der Alterungsvorgang zu Limonit und Nadeleisenerz führen. Aus frisch in der Kälte gefälltem Eisenoxydhydrat läßt sich leicht $\alpha\text{-FeOOH}$ herstellen. Aus etwas gealtertem Eisenoxydhydrat erhält man ein Gemenge von $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ und $\alpha\text{-FeOOH}$ (FRICKE und ACKERMANN). Bei gewöhnlicher Temperatur kann daher bei Alterung von

Eisen(III)hydroxydgelen ein Nebeneinander von Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Nadeleisenerz ($\alpha\text{-FeOOH}$) bzw. Limonit entstehen.

In kalten Lösungen bereitete Eisenoxydhydrate geben nach MACKENZIE bei der DTA charakteristische Reaktionen. Ähnliche DTA-Reaktionen, und zwar eine endotherme zwischen 300 und 350° C und eine exotherme zwischen 350 und 400° C sind bei manchen röntgenamorphen Eisenverbindungen in Tonen und lateritischen Gesteinen zu beobachten.

Die Vielzahl der widersprechenden Meinungen und Theorien über die Entstehung von Lateriten ist zu einem Teil darauf zurückzuführen, daß die normalen petrographischen Methoden für die Untersuchung von Lateriten unzureichend sind. Die wesentlichen Minerale der Laterite, die Verwitterungsneubildungen, sind meistens von submikroskopischer Größenordnung. Dünnschliffuntersuchungen lassen daher nur in wenigen Fällen die Bildungsweise des Materials vollends erkennen. Chemische Analysen erbringen zwar den Stoffbestand einer Probe, zeigen aber nicht die Art und Weise seiner Entstehung. Unter diesen Gesichtspunkten sollte die vorliegende Arbeit als ein Versuch gewertet werden, durch Anwendung tonmineralogischer Methoden einen Einblick in den Bildungsablauf von Lateritprofilen zu gewinnen.

An dieser Stelle möchte ich es nicht versäumen, Herrn Prof. ZEUNER meinen herzlichen Dank für die Überlassung der Lateritprofile auszusprechen. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. CORRENS, verdanke ich die Überantwortung des Themas und ein reges förderndes Interesse an meiner Arbeit. Herrn Dr. JASMUND danke ich für viele praktische Hinweise und Herrn Dr. LIPPMANN für die Unterweisung in der Differentialthermoanalyse.

Zusammenfassung

Es wurden zwei indische Lateritprofile untersucht. Die Lateritproben wurden soweit unverfestigt, in Korngrößenklassen zerlegt. Mit röntgenographischen, differentialthermoanalytischen und optischen Methoden wurde der Mineralbestand quantitativ bestimmt. Die Änderungen des Mineralbestandes und die Änderungen der Mineralverteilung wurde in den Lateritprofilen verfolgt.

Die Lateritprofile sind auf quarzhaltigen Gesteinen, einem grobkörnigen Granit und einem feinkörnigen Quarz-Glimmer-Sandstein, entstanden. Als Ursache der Lateritbildung ist bei beiden Profilen die Verwitterung und Kaolinisierung des Ausgangsgesteins anzusehen. Bei dem Granit wurden die Feldspäte sowie die Hornblende und der Biotit, bei dem Sandstein wurde der Muskowit kaolinisiert. Der Quarz wurde mehr oder weniger stark korrodiert.

Durch die Anreicherung von oxydischen und hydroxydischen Eisenmineralen in bestimmten Zonen der Verwitterungsprofile kam es zur Ausbildung typischer Lateritprofile mit konkretionsführenden bzw. pisolithischen Horizonten. Die Anreicherung von Eisenmineralen in diesen Horizonten ist durch Zufuhr von Eisen aus Verwitterungslösungen erfolgt. Das Eisen entstammt bei dem ersten Profil den verwitternden eisenhaltigen Mineralen des Granites, der Hornblende und dem Biotit. Bei dem zweiten Profil ist die Herkunft des Eisens aus ver-

witternden hämatitreichen Bändern des Sandsteines abzuleiten. An hydroxydischen Aluminiummineralen sind in beiden Lateritprofilen nur geringe Mengen Diaspor vorhanden.

Auflösung von Kaolinit, Wanderung der Kaolinsubstanz und Neubildung von Fireclaymineral wurde in beiden Profilen nachgewiesen.

Literatur

- ALEXANDER, L. T., S. B. HENDRICKS and G. T. FAUST: Occurrence of gibbsite in some soil-forming materials. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Bd. 6 (1949) S. 52—57. — ALLEN, V. T.: Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. *Econ. Geol.* Bd. 43 (1948) S. 619—623. — BAUER, M.: Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterites. *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont.* Bd. 2, (1898) S. 163—219. — BEMMELEN, R. W. VAN: Origin and mining of bauxite in Netherlands India. *Econ. Geol.* Bd. 36 (1941) S. 630—640. — BÖHM, J.: Über Aluminium- und Eisenhydroxyde. I. *Z. anorg. allg. Chem.* Bd. 149 (1925) S. 203. — BRINDLEY, G. W.: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London 1951. — BUCHANAN, F.: A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara and Malabar, etc. (1800—01). London 1807. — CAMPBELL, J. M.: „Laterite: its origin, structure and minerals. *Min. Mag.* Bd. 17 (1917) S. 67—77, 120—128, 171—179, 220—229. — CORRENS, C. W., u. W. SCHOTT: Vergleichende Untersuchungen über Schlamm- und Aufbereitungsverfahren von Tonen. *Kolloid-Z.* Bd. 61 (1932) S. 68. — EYLES, V. A. u. Mitarb.: The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites. *Memoirs of the Geological Survey, Belfast: Her Majesty's Stationary Office.* 1952. — FOX, C. S.: (1) The bauxite and aluminous laterite occurrences of India. *Mem. Geol. Surv. India.* Bd. 49, Teil 1 (1928). — (2) Buchanan's laterite of Malabar and Kanara. *Rec. Geol. Surv. India* Bd. 69 (1936) S. 389 bis 422. — FRICKE, R.: (1) Über das kristallinische Tonerdehydrat v. BONDORFFS. *Z. anorg. allg. Chem.* Bd. 175 (1928) S. 249. — (2) Röntgenoskopie (und Elektroskopie) anorganischer Gele, insbesondere von Hydroxyden und Oxyden. *Kolloid-Z.* Bd. 69 (1934) S. 312. — FRICKE, R., u. P. ACKERMANN: Über Wärmeinhalt und Gitterstruktur aktiver Eisen(III)-oxyde. *Z. Elektrochem.* Bd. 40 (1934) S. 630. — FRICKE-HÜTTIG: *Handbuch der allgemeinen Chemie*, Bd. IX, Hydroxyde und Oxydhydrate, S. 336. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft 1937. — GOLDMAN, M. J., and J. I. TRACEY jr.: Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. *Econ. Geol.* Bd. 41 (1946) S. 567—575. — HARDY, F., and G. RODRIGUES: Soil genesis from Andesite in Granada, British West Indies. *Soil. Sci.* Bd. 48 (1939) S. 361—384. — HARRASSOWITZ, H.: Laterite. *Fortschr. Geologie u. Paläontologie* Bd. 4 (1926) H. 14. — HARRISON, J. B.: On the formation of a laterite from a practically quartzfree diabase. *Geol. Mag., N. Ser.* Bd. 8 (1911) 120—123, 353—356. — HAVESTADT, L., u. R. FRICKE: Über das dielektrische Verhalten von Oxydhydraten. *Z. anorg. allg. Chem.* Bd. 188 (1930) S. 357. — JASMUND, K.: Texturaufnahmen von blättchenförmigen Mineralen submikroskopischer Größenordnung in einer Debye-Scherrer-Kamera. *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Mh.*, H. 3 (1950) S. 63. — LACROIX, A.: Les latérites de la Guinée et le produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus.* Bd. 5 (1913) Nr. 5, S. 255 bis 358. — LAPPARENT, J. DE: (1) Raisons géologiques de la formation des trois hydroxyde d'aluminium naturels. *Congr. Internat. Mines, Met. et Géol. Appl.* 1935, 7. Session, Paris, S. 375—379. — (2) The aluminium hydroxides of the Ayrshire bauxite clays. *Bull. Soc. franç. Minéral.* Bd. 58 (1935) S. 246—252. — LIPPMANN, F.: (1) Mineralogische Untersuchungen an einigen niederhessischen Tertiärtonen. *Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr.* Bd. 3 (1952) 219—252. — (2) Anwendungsmöglichkeiten der Guinier-Kamera nach v. WOLFF bei der röntgenographischen Tonuntersuchung. *Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr.* Bd. 4 (1954) S. 250—254. — MACKENZIE, R. C.: Investigations on cold-precipitated hydrated ferric oxide and its origin in clays. *Problems of Clay and Laterite Genesis.* A. I. M. E. (1952) S. 65—75. — MACEWAN, D. M. C.: Les Minéraux argileux de quelques sols écossais. *Verre et Silicates Industriels.* — Mead, W. J.: Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas. *Econ. Geol.* Bd. 10 (1915) H. 46, S. 26—54. — NAGELSMIDT, G.: X-ray investigations on clays. Part. III. *Z. Kristallogr. Mineral. Petrogr.* Bd. 97 (1937) S. 514—521. —

PILLER, H.: (1) Die Phasenkontrastmikroskopie als Hilfsmittel zur Bestimmung feinkörniger, speziell dünner, transparenter Minerale. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 3, (1952) S. 307—334. — (2) Über Verwitterungsbildungen des Brockengranites nördlich St. Andreasberg. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 2 (1951) S. 498—522. — PRESCOTT, J. A., and R. L. PENDLETON: Laterite and lateritic soils. Bureau of Soil Science, Harpenden. Commonwealth Agriculture Bureau, Farnham Royal, Bucks., England 1952. — RUSTRUM ROY, and E. F. OSBORN: The system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O . Amer. Mineralogist Bd. 39 (1954) S. 853—885. — SHERMAN, G. D.: The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays. Problem of Clays and Laterite Genesis. A. I. M. E. (1952) S. 154—161. — TER MEULEN, J.: Bijdrage tot de verklaring van de genese van de kaolin en de bauxiet van Moengo in Surinam. Geologie en Mijnbouw. Tijdschr. Nederl. Geol. Mijnbouwkundig Genootschap, N. S. Bd. 11 (1949) S. 185—202. — WAEGEMANS, G.: Introduction a l'étude de la latéritisation et des latérites du Centre Africain. Bull. agric. Congo belge Bd. 42 (1951) S. 13—56. — WOLFF, TIELMANN Freiherr v.: Beschreibung einer leicht justierbaren Guinier-Kamera für alle Winkelbereiche. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 4 (1954) S. 243 bis 250. — ZEUNER, F. E.: Stone age and Pleistocene Chronology in Gujarat. Poona 1950.

Dr. H. M. KÖSTER,

Sedimentpetrographisches Institut der Universität Göttingen, Lotzestr. 13

Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes

VIII. Mitteilung

Das Granitmassiv des Melibokus im Odenwald und seine Randzone*

Von

GÜNTHER FRIEDRICH, Aachen

Mit 19 Textabbildungen

(Eingegangen am 13. Juni 1955)

Inhaltsübersicht.	Seite
I. Einleitung	65
II. Kartierungsübersicht	66
III. Der Rahmen des Granitmassivs	68
1. Der hybride Biotitgranit östlich des Hochstädter und Balkhäuser Tales	68
2. Die Quarzdiorite östlich des Hochstädter Tales	69
3. Das Gabbrodiorit Vorkommen östlich Balkhausen	69
4. Der Schieferzug Auerbach-Hochstädten-Balkhausen	71
a) Die metamorphen Schiefer S. 71. b) Die „Ganggranite“ innerhalb der metamorphen Schiefer S. 72. c) Die kontaktmetamorphen Schiefer S. 74. d) Die Amphibolite S. 77. e) Der Auerbacher Marmor S. 78.	
IV. Das Granitmassiv	79
1. Der Biotitgranit	79
2. Die Ganggesteine	80
a) Die Aplite S. 80. b) Die Lamprophyre S. 81.	
V. Die Tektonik des Massivs und seines Rahmens	83
VI. Die Erzminerale des Massivs und seines Rahmens	89
Der Biotitgranit des Melibokus S. 90. — Malchit S. 90. — Minette-Vogesit S. 91. Amphibolite S. 91. — Kontaktmetamorphe Schiefer S. 93. — Bleiglanzgang innerhalb der metamorphen Schiefer S. 93. — Gabbrodiorit S. 94. — Quarzdiorit S. 95.	
Zusammenfassung	97
Literatur	98

I. Einleitung

Nachdem durch die Arbeiten von O. H. ERDMANNSDÖRFFER und E. NICKEL im Rahmen der „Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes“ Klarheit in viele bislang strittige Probleme gebracht worden war, erschien eine Neubearbeitung des Melibokussmassivs und seines Rahmens unbedingt erforderlich, da die geologisch-petrographischen Verhältnisse gerade dieses Gebietes sehr verworren und durchaus ungeklärt waren. Außerdem gingen die Ansichten verschiedener Autoren (CHELIUS [3], KLEMM [22], BOLBACH [1]) über die tektonische Stellung des Massivs und seines Rahmens auseinander. Die alte geologische Karte von CHELIUS (1895) ist in ihrer konstruiert-schematischen Darstellung — hauptsächlich der Tektonik — falsch, so daß sich schon hieraus die Notwendigkeit ergab

* Das Manuskript wurde in ausführlicherer Form von der Naturw.-Mathem. Fakultät der Ruprecht-Karl-Universität in Heidelberg im Juli 1954 als Dissertation angenommen.

das Gebiet neu zu kartieren. Die Ergebnisse dieser Aufnahme und die Einzeluntersuchungen der vorkommenden Gesteinstypen sollen im Nachfolgenden besprochen werden. Es wird versucht, das Massiv in seinem Zusammenhang mit dem übrigen Bergsträßer Odenwald zu sehen und nachzuweisen, daß es sowohl stofflich als auch tektonisch eine gewisse Sonderstellung einnimmt, die uns erlaubt, den Melibokus als Einzelmassiv zu betrachten. Damit werden gleichzeitig die prinzipiellen Unterschiede zwischen dem Melibokusgranit und den angrenzenden Mischgesteinen gezeigt.

Die Frage nach der Genesis des Melibokusgranites, d. h. die Frage, ob „magmatischer, oder „metamorpher“ Granit, wird nicht beantwortet. Hervorgehoben werden können nur Einzelbeobachtungen, die mehr für die eine, oder mehr für die andere Möglichkeit sprechen. Bestimmte tektonische und stoffliche Verhältnisse — wie randfazielle Bildungen, Granitapophysen, eine ausgeprägte Ganggefölschaft oder die Reinheit des Granitkörpers — mögen früher als Hinweise für eine flüssig-homogene Ausgangsphase gesprochen haben, nach neueren Untersuchungen und Erkenntnissen können diese Merkmale aber auch bei „Aufschmelzungsgraniten“ auftreten. Die strukturellen Bilder lassen sowohl magmatische Prozesse ablesen, als auch solche, die für metamorph bzw. metasomatisch sprechen.

Für die Beurteilung der Ähnlichkeit zwischen den übrigen varistischen Tiefengesteinen des Odenwaldes und dem Melibokusmassiv erscheinen tektonische und feldgeologische Beobachtungen besonders wichtig und ausschlaggebend neben der Stofffrage. Letztere wird bei diesen Vergleichen etwas zurücktreten müssen, da vermutlich stoffliche Verschiedenheiten der Schieferhülle bestimmend auf den Chemismus der intrudierenden Magmen eingewirkt haben, der chemische Charakter der verschiedenen Tiefengesteine daher durch weitgehende Assimilation des Nebengesteins verursacht wurde. Basische Partien und Amphibolite kommen z. B. gerade im östlichen Teil des Schieferzuges besonders häufig vor, also dort, wo die Schiefer unmittelbar an hybride Quarzdiorite und Diorite grenzen. — Chemische Analysen, auch in größerer Zahl, würden kaum wesentliche neue Erkenntnisse bringen.

II. Kartierungsübersicht

Die von v. BURNOFF [44] gefertigte tektonische Skizze zeigt die Stellung des fraglichen Gebietes innerhalb des Bergsträßer Odenwaldes. Zwischen dem Frankensteingabbro einerseits und dem Dioritzug von Buch — mit seiner von E. NICKEL [27] beschriebenen NW-Flanke, bestehend aus dioritischen Mischgesteinen — andererseits, trifft man Biotitgranite, die etwa das Gebiet von Stettbach im SW und Reinheim im NE einnehmen. Durch eine schmale Schieferzone getrennt, schließt im SW dieses Gebietes das Melibokusmassiv an.

Im Westen wird das Massiv durch den Rheintalgraben abgeschnitten. Von der Rheinebene, die hier etwa 100 m über NN liegt, erhebt sich das Gebirge steil auf 200—500 m Höhe. Mit 517 m stellt der Melibokus (Malschen = Malchen) den höchsten Berg des Massivs und einen der höchsten Berge des gesamten nördlichen Odenwaldes dar. Den Hauptehebungen vorgelagert sind mehrere flache Berge, die wie „Tatzen“ in das Rheintal greifen und den schroffen Abfall des Gebirges in die Ebene mildern. Diese Vorberge sind durch den Staffelbruch des Rheintales entstanden.

Das neu aufgenommene Gebiet bildet den SE-Teil des Blattes Zwingenberg/Bergstraße. Die Kartierung wurde im Maßstab 1:10000 vorgenommen und beschränkt sich auf den Gebirgsteil des Blattes, einen sich etwa 7 km nach Norden erstreckenden Gebirgszug mit einer Breite von etwa 3 km. Die Neubearbeitung brachte mehrere Ergebnisse, die von der willkürlichen CHELIUSschen Darstellung [45] in vielen Punkten abweichen.

Die ältesten Gesteine, die wir antreffen, sind metamorphe Schiefer sedimentärer Herkunft. Eine Altersstellung dieser Sedimente ist bisher — wie auch

Abgrenzung der Schiefer gegen das Massiv im Westen ist meistens auf einige Meter festzulegen; die Grenze verläuft bis Balkhausen nahezu NNE und schwenkt dann in Richtung Jugenheim-Seeheim nach Norden um. Die Festlegung der Ostgrenze, vor allem zwischen Balkhausen und der Kaiserbuche, kann hingegen keinen Anspruch auf Genauigkeit erheben, da direkte Aufschlüsse nicht vorhanden sind, das Gebiet weitgehend durch Löß bedeckt ist und außerdem granitische Injektionen sehr zahlreich sind, so daß eine Abgrenzung gegen den anschließenden hybriden Biotitgranit nicht möglich ist. Ähnlich sind die Verhältnisse an der Grenze gegen den Gabbrodiorit südöstlich Balkhausen. Von den metamorphen Schiefen im engeren Sinn wurden die kontaktmetamorphen Schiefer getrennt. Auch dort, wo sie infolge fehlender Aufschlüsse nicht festgestellt werden konnten, wurden sie als Kontaktsaum angrenzend an den Melibokusgranit eingezeichnet. An der Straße Auerbach-Hochstädten trifft man ebenfalls kontaktmetamorphe Schiefer, was für Kontaktnähe spricht. Der Melibokusgranit greift hier weiter nach Südosten vor, so daß wir hier ein östliches Einfallen des Massivs vermuten können. Ebensogut kann es sich aber auch um eine Apophyse des Granites handeln, die eine stärkere Veränderung der Sedimente verursachte.

Die von KLEMM und CHELIUS als Hornblendegranite (*Gh*) kartierten Gesteine wurden mit Quarzdiorit bezeichnet, da sie ihrem Modalbestand nach dioritisch sind, allerdings noch reichlich Quarz führen. Ebenso erschien es notwendig, für die von CHELIUS als Diorit bezeichneten Gesteine die Bezeichnung Gabbrodiorit einzuführen, da die zentralen Teile dieses Vorkommens nicht nur keinen Quarz enthalten, sondern charakterisiert sind durch die Führung von Olivin und Augit. Die äußeren, an Granit und Schiefer grenzenden Partien werden etwas saurer, leiten also zu dioritischen Typen über.

Innerhalb des feinkörnigen hybriden Biotitgranites (*G₂* nach KLEMM) finden sich grobkörnige Varietäten, die mit *G_π* (porphyrtartiger Granit) signiert wurden. Eine genaue Abgrenzung dieses Granites gegen den feinkörnigen wurde nicht durchgeführt, da sich der grobkörnige Charakter allmählich verwischt.

Der unmittelbar an die Schiefer angrenzende Melibokusgranit ist saurer als der des Kerns, außerdem werden diese Randpartien besonders zahlreich von Apliten durchzogen, so daß in der Karte eine saure Randfazies abgegrenzt wurde.

III. Der Rahmen des Granitmassivs

1. Der hybride Biotitgranit östlich des Hochstädter und Balkhäuser Tales

Östlich des Schieferzuges trifft man Gesteine, die auf der KLEMMschen Karte als flaserige mittelkörnige Biotitgranite, reich an Schieferereinschlüssen kartiert sind. Dieser hybride Charakter des Granites ist schon im Gelände deutlich zu erkennen, da die Altbestände (Schieferereinschlüsse) in diesem Gebiet so zahlreich sind, daß schon die Abgrenzung gegenüber dem einheitlichen Schieferzug sehr schwierig ist. Während aber hier die Lagentextur noch vorhanden ist, fehlt diese — abgesehen von eingeschlossenen Schieferrelikten — in den „flaserigen“ Graniten. Nach NICKEL [29] sind hier übernommene Parallelgefüge wechselnd stark injiziert und liegen teils blastisch regeneriert, teils blastomylonitisch überprägt vor.

Auf einige kleinere Vorkommen im Hochstädter Tal und an der Straße zum Felsberg ist ein auffallend grobkörniger Biotitgranit (porphyrtiger Biotitgranit in der Übersichtskarte) beschränkt. Neben großen Quarzen führt dieser hauptsächlich Alkalifeldspäte; die Mafite — vorwiegend Biotit — treten demgegenüber weit zurück. Ohne scharf ausgebildete Grenze gehen die grobkörnigen in feinkörnigen Granite über, so daß über das Altersverhältnis bzw. über das genetische Verhältnis dieser beiden Typen erst dann Genaueres gesagt werden kann, wenn ihre Verbreitung auf Blatt Neunkirchen untersucht ist. Dies gilt hauptsächlich für die Frage, ob die grobkörnigen Typen lediglich Inhomogenitäten innerhalb der feinkörnigen darstellen, oder ob das Wachsen der Kalifeldspäte zu Großindividuen durch erneute Stoffzufuhr bedingt ist [NICKEL [29], S. 109, machte diese Feststellung im Trommgranit). Bei der Beantwortung dieser Frage wird die Tatsache, daß nicht nur die Kalifeldspäte, sondern auch die Quarze in auffälliger Größe erscheinen, eine Rolle spielen.

2. Die Quarzdiorite östlich des Hochstädter Tales

An den Marmorzug von Auerbach grenzen im Osten Gesteine an, die charakterisiert sind durch ihre Hornblendeführung. Es handelt sich hierbei nicht um einen einheitlichen Gesteinsverband, sondern um Gesteine, die in ihrer Zusammensetzung — hauptsächlich im Hornblende-Biotit-Verhältnis — stark variieren. Der Mafitanteil im Ganzen ist ebenfalls Schwankungen unterworfen, das gleiche gilt für den Quarz. Die Variabilität geht am deutlichsten aus zwei Schliffintegrationen hervor, die etwa die beiden Extremwerte der integrierten Typen darstellen:

	Quarz	Plagioklas	Hornblende	Biotit	Akzessorien
a)	11%	54%	20%	14%	1%
b)	10%	40%	35%	12%	3%

Der An-Gehalt der Plagioklase liegt durchschnittlich zwischen 35% und 45%, kann aber gelegentlich bis 80% ansteigen. Kalifeldspat fehlt in den mittleren Teilen der Gesteinsmassen; er ist beschränkt auf die randlichen Partien und tritt hier nur auf Intergranularen auf. Als Akzessorien beobachtet man Apatit, Titanit und Erz. — Die Mafite — meistens grüne Hornblende (maximale Auslöschungsschiefe $c: \gamma = 22^\circ$) und stark pleochroitische Biotite — zeigen starke Resorptionserscheinungen. Oft gewinnt man den Eindruck, daß sie nur noch als Gerüst zwischen den sicherlich jüngeren Plagioklasen auftreten. Größere Zusammenballungen von Mafiten, besonders der Biotite, zeichnen sich sehr häufig durch starke Verbiegungen aus. Die Quarze sind in diesen Gesteinen undulös und zeigen Rekristallisationserscheinungen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Gesteine den von NICKEL [27] vom Seidenbuch beschriebenen sehr ähnlich sind. Auch bei den hellen Dioriten — Quarzdioriten — der Bangertshöhe zeigt sich trotz massig dioritischen Phänotyps ein durchaus *unmagmatisches Gefüge*.

3. Das Gabbrodiorit-Vorkommen östlich Balkhausen

Unmittelbar am Ostrand des Blattes Zwingenberg, etwa 1 km südöstlich Balkhausen grenzt an die metamorphen Schiefer vom „Dreisnitz“ ein Dioritvorkommen mit einem Ausbiß von etwa 1 km², dessen Zusammenhang mit ähnlichen Vorkommen nicht nachgewiesen werden konnte.

Es sind hypidiomorph-körnige Gesteine, graugrün aussehend infolge der Hornblende, die makroskopisch als der überwiegende Gemengteil erscheint. Die Hornblenden erreichen oft eine Größe von mehreren Zentimetern, wie man sie bei den „Riesendioriten“ beobachten kann. Diese grobkörnigen Varietäten kommen als vollkommen isolierte Nester in dem normalen Gestein vor. Es handelt sich hierbei sicherlich nicht um „Dioritpegmatite“, wie es REINHEIMER [35] für die grobkörnigen Diorite von Buch angenommen hat, sondern das nestförmige Auftreten deutet auf Inhomogenitäten innerhalb des Ausgangsgesteins hin. Die spießigen Hornblendekristalle scheinen ungehemmt in einer Quarz-Plagioklas-Grundmasse

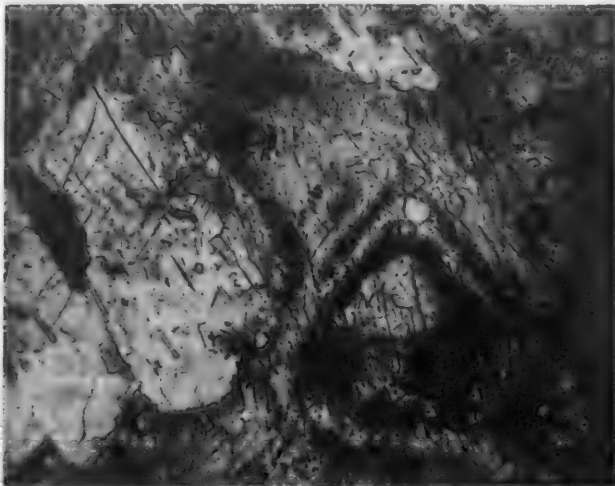


Abb. 2. Erzschnüre und myrmekitische Spinelle in sekundärer Hornblende. — Gabbrodiorit südöstlich Balkhausen. 1 Nic., Vergr. 100mal

gewachsen zu sein, was auf eine ursprüngliche Lockerung des Gefüges in diesen Partien schließen läßt. Stoffzufuhr von außen hat vermutlich nicht stattgefunden.

Besonders interessant ist der innere Teil dieses Vorkommens, der von Olivin und Spinell führenden Gesteinen gebildet wird. Unfrisch sind diese Gesteine meist rot gesprenkelt, da sich die Olivine sehr rasch unter Abscheidung von Eisenoxyd zersetzen; ganz frisch sind sie dun-

kelgrün-schwarz. Durch verschiedene Zwischenglieder ist dieser Gabbro-„Kern“ mit den randlichen Dioriten verbunden. Ganz ähnliche Fälle, wo mehr oder weniger unveränderte Gabbros über hornblendereiche Gabbros in dioritischemphibolitische Gesteine übergehen, wurden ja sehr oft beobachtet, so beschreibt z. B. RAMDOHR [30] im Böllsteiner Gebiet ein Gestein, das dem unseren sehr ähnlich ist.

Die Zahl der im Dünnschliff festzustellenden Gemengteile ist nicht sehr groß. Durch die Schliffintegration erhält man folgende Werte:

Plagioklas 55%, Hornblende 32%, Olivin 9%, Akzessorien 4%.

Der An-Gehalt der Plagioklase ist immer sehr groß, er schwankt in der Regel zwischen An_{70} und An_{95} . Sie enthalten zahlreiche nadelförmige und rundliche Einschlüsse von Apatit und Hornblende; häufig beobachtet man beginnende Muskovitbildung. — Sämtliche Olivine sind korrodiert, so daß von ihrer ursprünglichen Idiomorphie nichts mehr zu sehen ist; außerdem sind sie stark zersprungen. Besonders an den Rändern und in den Sprüngen der Olivine sind Erzkörnchen zahlreich. Selten beobachtet man unveränderte Augite, da sie fast ausschließlich in grüne Hornblende umgewandelt sind. In dieser treten gelegentlich orientierte Erzschnüre (Magnetit) auf, die ursprünglich in den Augiten — vermutlich nach (110) — eingelagert waren (Abb. 2). Olivin und Augit wurden mehr oder

weniger weitgehend uraliterisiert; daher der hohe Hornblendegehalt bei der Integration. — Der Spinell kommt in seiner grünen Varietät vor und ist myrmekitisch mit der grünen Hornblende verwachsen (Abb. 2). Nicht selten erscheint er in größeren Körnern oder auch wurmartig in der Hornblende, die sich als Reaktionsraum um den Olivin gebildet hat. Die Tatsache, daß Spinell immer neben grüner Hornblende auftritt, läßt auf gleichzeitige Bildung schließen.

4. Der Schieferzug Auerbach-Hochstädten-Balkhausen

Die hier zu besprechenden metamorphen bzw. kontaktmetamorphen Sedimente stellen in ihrer Gesamtheit einen ziemlich einheitlichen Schieferzug dar, der sich von Blatt Bensheim südwestlich vom Fürstenlager bei Auerbach, über Hochstädten, Balkhausen bis zum Marienberg erstreckt. Die durch mehrere Neurodungen für Weinberge auf Blatt Bensheim in letzter Zeit aufgeschlossenen Schiefer zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit den an der Fahrstraße zum Auerbacher Schloß anstehenden Schiefen, dem Aufschluß an der Hochstädter Straße unterhalb vom Adamsgrund und den am Feldweg „Dreispiß“ auf der Balkhäuser Höhe anstehenden metamorphen Sedimenten.

Das Streichen der Schieferung schwankt zwischen $N 40^{\circ} E$ und $N 60^{\circ} E$ mit einem Fallen zwischen 60° und $80^{\circ} S$ (s. Eintragung auf der Karte). Lokal weichen die Werte etwas ab, so z. B. in der Kontaktzone östlich „Drei Brunnen“, wo für das Streichen $N 110^{\circ} E$ und für das Fallen $70^{\circ} N$ gemessen wurde. An der Hochstädter Straße etwa 200 m westlich Wiemers Mühle wurde $N 40^{\circ} E/55^{\circ} SE$ gemessen. Die Werte für die Strömung bleiben immer konstant; wenn diese eingemessen werden konnte, erhielt man für das Streichen $N 50^{\circ} E$.

Die Aufnahme des Schiefergebietes wird dadurch sehr erschwert, daß mächtige jüngere granitische Gänge — hauptsächlich Aplite — oft das einzige ist, was an anstehendem Gestein gefunden werden kann. Diese sind natürlich gegen die Verwitterung widerstandsfähiger als die Schiefer und bilden so an den Hängen weit hervorstehende Felsen. Allerdings treten die Aplite in solcher Häufigkeit nur innerhalb der Schieferzone auf, so daß sie bei der Kartierung oft einen wertvollen Hinweis geben.

Bei der Bearbeitung der metamorphen Schieferzone standen folgende Fragen im Vordergrund:

Wie beeinflussen die aufdringenden Intrusiva die schon vorhandenen Gesteine bzw. welche Umwandlungen erfahren die nicht assimilierten Teile des Schieferdaches? Ist diese Veränderung der Schiefer bedingt durch eine einfache kinetische Metamorphose, oder kann man noch spätere Einwirkungen einer Kontaktmetamorphose feststellen? Finden am Kontakt Resorptionen, Stoffwanderungen oder ähnliche Erscheinungen statt? Welche Rolle spielen die in dem fraglichen Gebiet auftretenden amphibolitischen Gesteine, die für CHELIUS der Grund waren, große Teile des Schieferzuges als Diabas zu kartieren?

a) **Die metamorphen Schiefer.** Auf der Balkhäuser Höhe stehen steil gestellte metamorphe Sedimente mit verschiedener Zusammensetzung an. Feinkörnige Biotitschiefer wechsellagern mit mittelkörnigen, feldspatreichen Gesteinen und Amphibolschiefen, wobei die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen sehr stark variieren. Es liegt nahe, darin das Abbild der ursprünglichen Sedimentationsfolge zu sehen, so daß man hier von einer Abbildungskristallisation sprechen kann. Sowohl quarzarme als auch quarzreiche Lagen lassen Erscheinungen erkennen, die auf eine differentielle Bewegung schließen lassen. Die Herausbildung des schieferigen Gesteinscharakters basiert auf ursprünglich vorhandenen Schichtflächen, wird jedoch durch tektonische Vorgänge noch wesentlich unterstrichen.

Durch das Neuauftreten und die Vermehrung von schieferungsbefördernden Mineralien während der Ummineralisierung des Gesteins wurde der parallellflächige Charakter noch besonders entwickelt.

Im Verlaufe der Metamorphose der psephitischen und psammitischen Gesteine verfällt das feinere Bindemittel zuerst der Ummineralisierung. Biotit, Hornblende und seltener auch Muskovit bilden sich um die größeren, meistens zerbrochenen Quarz- und Feldspatkörner. Quarz und Epidot zeigen undulöse Auslöschung und kataklastische Zonen, die durch rekristallisierten Quarz und Epidot ausgefüllt werden. Die Feldspäte sind größtenteils mit serizitischen Neubildungen erfüllt.



Abb. 3. Kalkfeldspat (KF)-Imbibition in Plagioklas (Plag). Randlich Rekristallisation von Quarz (Qu). Metamorpher Schiefer, Melibokus-Fahrstraße

Gelegentlich beobachtet man in der feinkörnigen Grundmasse größere, rundlich-ovale Körner, deren Deutung als *ursprüngliche Gerölle* sehr naheliegt. Häufig verflachen sich diese, wobei der längste Durchmesser in der S-Fläche parallel B liegt.

Neben mittel- bis grobkörnigen Schiefen treten sehr feinkörnige Gesteine auf. Eine gleichmäßige Körnung, schöne Kristallisationsschieferung und fast vollkommenes Fehlen von Reliktstrukturen sind das Produkt dieser nahezu vollkommenen Umkristallisation; vermutlich sind diese Schiefer aus feineren klastischen Sedimenten entstanden.

An der Fahrstraße zum Melibokus, etwa 200 m nach der Abzweigung zur Ruine „Not Gottes“ trifft man sehr quarzreiche Gesteine, die größere Feldspäte

in stark kataklastischer Grundmasse aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit führen. Untergeordnet findet man Apatit, Epidot und Titanit. Besonders auffällig sind die Reaktionsgefüge zwischen Kalifeldspat/Quarz und Plagioklas/Kalifeldspat. Wurmartig dringt der Kalifeldspat in den von rekristallisiertem Quarz umsäumten Plagioklas ein (Abb. 3). Im Anschliff erkennt man gut geregelte „erzartige“ feine Schüppchen mit hohem Reflexionspleochroismus und deutlichen Anisotropieeffekten. Es handelt sich hierbei um *feine Graphitflitterchen*, deren Spuren von (0001) parallel liegen (Abb. 16).

Interessant sind noch kalkspatführende, erzreiche Gesteine, die ebenfalls an der Melibokus-Fahrstraße gefunden wurden. Ihre Besprechung erfolgt bei der Betrachtung der Erzminerale.

b) Die „Ganggranite“ innerhalb der metamorphen Schiefer. Konkordant zwischen Biotit und Amphibolschiefern treten Gesteine auf, die man auf den ersten Blick als Aplite ansprechen wird. Besonders gut aufgeschlossen sind sie auf der Balkhäuser Höhe. Sie sind charakterisiert durch eine sehr gut ausgebildete Paralleltextur, die immer parallel dem Salband, also parallel zu den wechsellagernden Schiefen gerichtet ist. Makroskopisch ist sie sichtbar durch langgestreckte Quarzlagen, linsenförmige Quarze und Feldspäte, sowie feine Muskovitblättchen. Auf der S-Fläche fallen 0,2–0,5 mm große, rundlich elliptische Körner — vorwiegend größere Quarze — auf, die deutlich als Erhebungen herausragen. Die Paralleltextur verführt nun leicht dazu, diese Gesteine zu den Alsbachiten zu stellen, die von CHELIUS als schiefrige Abart von den Apliten getrennt wurden. Spätere Untersuchungen (SANDKÜHLER

[39], KLEMM [20]) erkannten dann deren enge Beziehungen zu den Malchiten, so daß sie in diese Reihe gestellt wurden.

Handelt es sich bei den Gesteinen vom „Dreisplitz“ nun um echte Alsbachite, also Ganggesteine, die nach der Faltung der Schiefer konkordant in diese intrudierten, oder ist dieser Gesteinstyp durch einen anderen Vorgang entstanden?

Die mikroskopische Untersuchung ergibt die in der Tabelle 1 dargestellten Einzelheiten.

Tabelle 1

Komponente	Kornform und Regelung
Quarz	<ol style="list-style-type: none"> 1. Teil der Grundmasse 2. Langgestreckte Linsen geregelt in B (undulös) 3. Rekristallisiert beiderseits der großen Quarz- und Feldspatkörner
Plagioklas (An < 10)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Teil der Grundmasse 2. Porphyritartig in der Grundmasse (stark deformationsverglimmert und korrodiert)
Kalifeldspat	wie Plagioklas
Muskovit	<ol style="list-style-type: none"> 1. Feinstverteilt in der Grundmasse 2. Schüppchen in parallelen Ebenen flaserartig längsgestreckt B
Biotit	wie Muskovit, aber weniger häufig

Diese Erscheinungen können zwar auch bei manchen echten Alsbachiten gelegentlich beobachtet werden, die Lagerung unserer „Pseudoalsbachite“ — unter Anlehnung an FUTTERER [12], der ähnliche Gesteine von Großsachsen/Odw. beschrieb, werden sie „Ganggranite“ genannt — spricht aber viel eher für eine Entstehung, die nicht mit Fließbewegungen eines Magmas in Zusammenhang steht. Das Auftreten von Serizit und besonders die Einregelung dieser Schüppchen in parallelen Ebenen läßt die Vermutung aufkommen, daß es sich bei diesen Gesteinen um das Produkt einer Metamorphose handelt. Der mosaikartige Zerfall der Quarzeinsprenglinge, die starke undulöse Auslöschung dieser Partien weisen auf nicht geringe Beanspruchung hin. Ebenso wird es sich bei der Serizitbildung und bei der Verglimmerung der Feldspäte — beides voneinander unabhängige Vorgänge — um Prozesse handeln, die durch Deformation hervorgerufen wurden. Und zwar muß *diese Deformation hinsichtlich der großen Quarze und Feldspäte postkristallin, in bezug auf die Zwickelfüllungen aus neugebildetem Quarz postdeformativ sein.*

Folgende Deutung scheint mir den tatsächlichen Verhältnissen am besten zu entsprechen: Noch vor Beendigung der varistischen Faltung drangen Gesteine, die ihrem Modalbestand nach Granite und durch größere Quarz- und Feldspatkristalle porphyrisch waren, konkordant in die Schiefer ein. Die Faltung der Schiefer ging weiter, „Ganggranite“ und Schiefer waren Bewegungsvorgängen ausgesetzt, die zu einer Metamorphose beider Gesteinstypen führte. Die „Einsprenglinge“ bildeten gegenüber der Grundmasse Widerlager, sie wurden korrodiert und teilweise zerbrochen. Die Grundmasse mußte um diese Großkristalle ausbiegen, und da sie in festem Zustand war, konnte sie sich nicht unmittelbar hinter diesen wieder zusammenschließen, sondern ließ beiderseits kleine Zwickel offen, die nachher von Quarz ausgefüllt wurden (Abb. 4). Die bei der Metamorphose aus den Feldspäten entstandenen Muskovitschüppchen ordneten sich

in parallelen Ebenen an, die großen Feldspäte wurden deformationsverglüht. Die Paralleltextur der „Ganggranite“ vom „Dreisitz“ hat ihre Ursache demnach nicht in magmatischen Fließbewegungen, sondern in einer späteren Beanspruchung

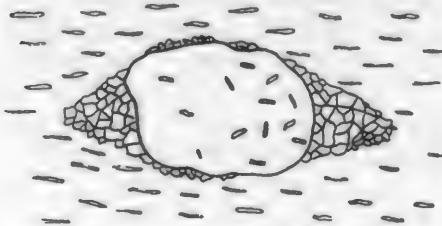


Abb. 4. Quarzrekristallisation an porphyrischen Feldspäten. „Ganggranit“ Balkhäuser Höhe. Schematische Skizze

während der Faltung und Metamorphose des Schieferdaches, in das sie eindrangen. Sie sind vermutlich älter als die echten Alsbachite, wurden durch die varistische Faltung beansprucht und stehen daher in keinem Zusammenhang mit der Intrusion des Melibokusgranites.

c) Die kontaktmetamorphen Schiefer. Auf der Ostseite des Melibokus — am besten aufgeschlossen im Gebiet „Drei Brunnen“ — beobachtet man Gesteine, die vom normalen

Habitus der Schiefer abweichen. Es sind gneisartige Gesteine, die weitaus widerstandsfähiger gegen die Verwitterung sind als die normalen Schiefer und dadurch vorstehende Klippen an den Hängen bilden. Sie sind beschränkt auf eine relativ schmale Zone um den Melibokusgranit. Nur dort, wo die Schiefer einer intensiven Kontaktmetamorphose ausgesetzt waren, kam es zur Bildung dieser Gesteine. Da die Aufschlußverhältnisse im Raum „Drei Brunnen“ durch Kahlschläge besonders gut waren, wurde dieses Gebiet genauer untersucht (Abb. 5).

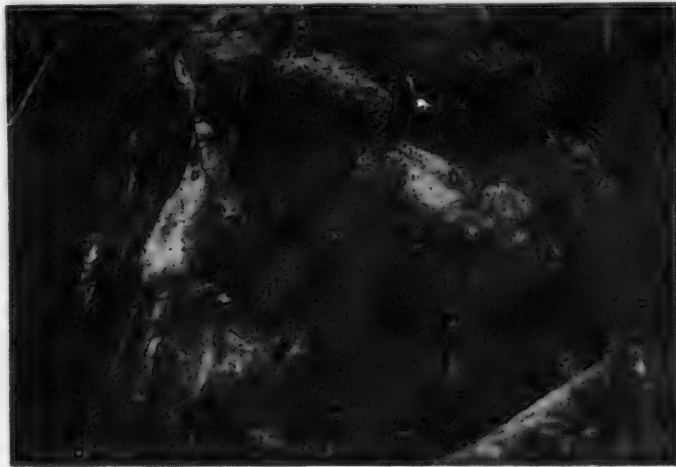


Abb. 5. „Injizierte Schiefer“ am Ostabhang des Melibokus. „Drei Brunnen“. ($\frac{1}{2}$, nat. Größe)

Schon makroskopisch kann man erkennen, daß es sich um ausgezeichnet parallelstruierte Gesteine handelt. Allerdings können die verschiedenen Gesteinstypen nicht mehr so gut auseinandergehalten werden, wie dies bei den normalen Schiefen möglich war. Der Materialwechsel und hauptsächlich der geologische Verband deuten auch hier darauf hin, daß die Schieferungsflächen die ursprüngliche Schichtung darstellen. Ob der Granit bei seiner Platzgreifung die heute zu sehende Faltung und Fältelung (die Achsen der weitgeschwungenen Falten und die der kleinen liegen parallel) vorgefunden hat oder nicht, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Bei Betrachtung von Kleinfalten unter dem Mikroskop gewinnt man zwar den Eindruck, daß sich die Biotite den Faltenbögen anschmiegen,

die Bewegung also postkristallin ist; die Quarze hingegen treten als feines, unorientiertes Rekristallisationspflaster auf, das nur geringe undulöse Auslöschung zeigt. Die Deformation wäre demnach in bezug auf den Quarz präkristallin.

Der *Modalbestand* der Kontaktgesteine ist sehr variabel, vor allem sind die Anteile der einzelnen Gemengteile in den verschiedenen Lagen so unterschiedlich, daß die Schliffintegration hier nichts sagen kann. Saure Partien bestehen vorwiegend aus Plagioklas (An_5 - An_{15}), Quarz, Kalifeldspat und Biotit; als Nebengemengteile beobachtet man Muskovit, Chlorit, Hornblende, Titanit, Apatit und Erz. Ihrer Zusammensetzung nach entsprechen sie damit ungefähr den Graniten. Da diese Partien besonders zahlreich in der Nähe von aplitischen Gängen auftreten, können wir annehmen, daß neben der Wärmezufuhr durch den aufdringenden Granit eine Stoffzufuhr stattgefunden hat, daß also einfache Kontaktmetamorphose zusammenwirkte mit einer Injektionsmetamorphose. Das Produkt dieses Vorganges sind unsere Injektionsgesteine mit ihrer Anhäufung von Muskovit, Mikroklin und mikroperthitischen Feldspäten und ihrer oft beobachteten grobkristallinen Entwicklung.

Auf Stoffwanderung deutet die beachtliche Anreicherung von gut ausgebildeten, in der S-Fläche liegenden Titaniten, die hauptsächlich auf schmalen Bahnen neben Apatit, Muskovit und Epidot auftreten. Bei der großen Menge Epidot dürfte es sich nicht allein um Zerfallsprodukte der Plagioklase handeln, zumal diese trotz randlicher Korrosion noch relativ frisch sind, sondern auch hier wird Stoffzufuhr hydrothermalen Art stattgefunden haben. Die starke Anreicherung von Apatit in diesen Partien spricht ebenfalls für Stoffzufuhr. SiO_2 muß in beachtlicher Menge mobilisiert worden sein, denn Quarz tritt als Rekristallisationspflaster neben Epidot in ausgeheilten Klüften auf, daneben wandert er in die Intergranulare zwischen Quarz und Plagioklas und wurmartig in diese selbst ein. Die großen Feldspäte — in der Hauptsache Plagioklase — stellen vermutlich Altbestände dar. Umsäumt werden sie von rekristallisiertem Quarz oder von kleinen neugebildeten Biotit- bzw. Hornblendenädelchen. Das Biotit/Hornblende-Verhältnis ist sehr unterschiedlich. Häufig sind die blättchenförmigen Mafite stark verbogen, was auf postkristalline Deformation schließen läßt.

Am unmittelbaren Kontakt treten Gesteine auf, in denen die lagenweise Anordnung der dunklen Mafit-Bänder so gut wie ganz verschwunden ist. Der ursprüngliche Zusammenhang in den ehemals fast ausschließlich mit Hornblende oder Biotit besetzten Schieferlagen ist zerstört. Die Biotite haben sich zum Teil „butzenförmig“ in der Quarz-Plagioklas-Biotit-Grundmasse angeordnet und deuten durch ihre Parallelstellung die ehemalige Schieferungsfläche an (Abb. 6). Innerhalb der Biotitknoten fand häufig Neubildung von Erz statt.

Obwohl in den Kontaktgesteinen weder Turmalin noch Topas auftreten, noch die Bildung von Flußspat beobachtet werden kann, also Erscheinungen, die im allgemeinen charakteristisch für Kontaktmetamorphose sind, haben die Beobachtungen an einer Reihe von Dünnschliffen gezeigt, daß Stofftransporte und damit Stoffänderung durch Diffusion und Lösungsaustausch eine nicht unbedeutende Rolle spielen, auch dort, wo nach unmittelbaren Beobachtungen im Gefügebild nur die Neubildung von Festem aus Festem erkennbar zu werden scheint. Die Vorgänge der Kontaktmetamorphose haben also allochemischen Charakter.

Auffällig ist die Tatsache, daß in den kontaktmetamorphen Schiefen nirgends Andalusit zu finden ist, wie wohl Andalusit führende Kontaktgesteine anderwärts (Schwarzwald, Vogesen) durchaus häufig sind. Dort befinden wir uns allerdings in einem petrographisch höheren Niveau, wo eine Abwanderung der Alkalien möglich ist. In Gebieten tieferer Stockwerke ist deren Abwandern weitgehend unterbunden, so daß sich keine reinen Al-Silikate bilden können. Das Fehlen verschiedener typischer Kontaktmineralien mag seine Ursache auch noch darin haben, daß wir es bei den zu verändernden Gesteinen ja mit bereits vorher metamorphisierten Schiefen zu tun haben, die ihrerseits hervorgingen aus Tonschiefern, Grauwacken, Sandsteinen bzw. Quarziten und heute infolge der kinetischen Metamorphose als Biotitschiefer usw. vorliegen, wie zu Anfang dieses Kapitels erläutert wurde. Bekanntlich sprechen diese Gesteine nicht so stark auf Kontaktwirkungen an, wie dies beispielsweise bei Kalken der Fall ist.

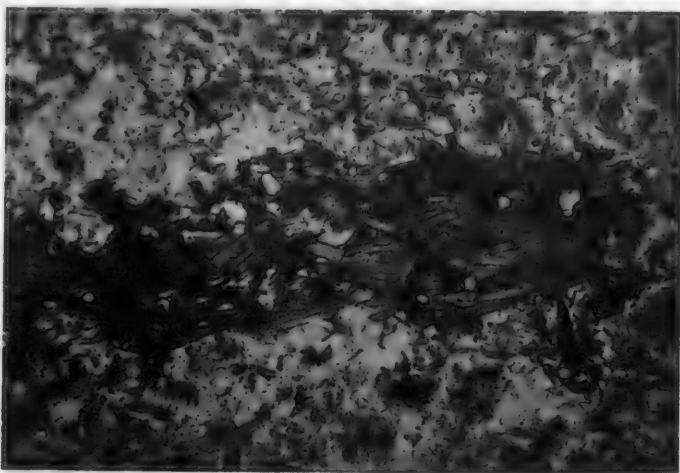


Abb. 6. „Biotitknoten“ im Kontaktschiefer unmittelbar am Kontakt. „Brunnerbrunnen.“ 1 Nic. Vergr. 150mal

Schon rein äußerlich unterscheiden sich in auffallender Weise von den beschriebenen Gesteinen große *Schieferschollen*, die im Granit schwimmen. Es sind plattige oder linsenförmige Körper, die von KLEMM [18] und von DRESCHER-KADEN [6] als Hornfelsschollen beschrieben wurden. Die Gründe für diese Deutung und die Unterscheidungsmerkmale zwischen geschieferten Lamprophyren und den diesen äußerlich sehr ähnlichen sedimentären Schollen werden von DRESCHER-KADEN [6], S. 257f. besonders hervorgehoben. Diese hochmetamorphen Paragesteine mit deutlicher Kristallisationsschieferung bestehen vorwiegend aus Quarz, Biotit und Plagioklas. Seltener ist der Kalifeldspat; Titanit, Apatit, Zirkon und Erz kommen als Akzessorien vor, ebenso Chlorit, Muskovit, Epidot und Kalzit, die sekundäre Bildungen darstellen. Die Struktur der Gesteine ist nach DRESCHER-KADEN granoblastisch bis porphyroblastisch (Feldspäte als Porphyroblasten).

Daß sedimentäre Gesteine das Ausgangsmaterial dieser Schollen waren, steht wohl außer Zweifel. Fraglich bleibt aber, ob dieses vor seiner Einschließung durch den Melibokusgranit bereits metamorphosiert war, heute also ein polymetamorphes Gestein darstellt, oder ob es aus einem nichtmetamorphen Deckgebirge stammt, welches metamorphe Glieder überdeckte. Damit kommen wir

aber bereits zur Frage nach der zeitlichen Einordnung der Melibokusintrusion, die erst am Schluß dieser Arbeit besprochen werden kann. Hier soll lediglich betont werden, daß keinerlei Anzeichen für Polymetamorphose an den Hornfels-schollen beobachtet werden konnte.

d) Die Amphibolite. Innerhalb der metamorphen Schiefer fallen in bezug auf S streng konkordante, etwa 1—20 cm mächtige Zwischenlagen auf, die schon makroskopisch deutliche Unterschiede zu ihrer Umgebung erkennen lassen. Es sind blaugraue, fein- bis mittelkörnige Gesteine, die neben Quarz und Feldspat hauptsächlich grüne Hornblende führen. Die Schieferungsfläche entspricht — wenn vorhanden — genau der Schicht- bzw. Schieferungsfläche der umgebenden Schiefer. Die Grenze gegen diese ist selten scharf, meistens kommen Übergänge von dem einen in den anderen Typus vor.

Besonders gut aufgeschlossen sind diese Gesteine im Hochstädter Tal etwa 100 m westlich des Bauernhofes Fischer, dann am „Dreispiß“ und an der Straße Balkhausen—Staffeler Kreuz am östlichen Ortsausgang von Balkhausen. Hier erreichen sie mit etwa 1 m eine beachtliche Mächtigkeit.

Die mineralogische Zusammensetzung der Amphibolite ist sehr einheitlich. Stets findet sich idiomorphe Hornblende (Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 24^\circ$ im Schnitt (010)) mit stark schwankendem Pleochroismus zwischen dem lichtesten, fast farblos erscheinenden bis zum dunkelsten Grün (α = hellgelbgrün-farblos, β = olivgrün, γ = kräftig blaugrün) in Pflasterstruktur bzw. kristallisations-schiefrig neben Plagioklas (An_{30} – An_{50}) und Quarz. Als Nebengemengteile treten Kalifeldspat, Biotit, Apatit, Titanit und Erz auf. Nach dem Gefüge, d. h. besonders nach der Anordnung der Hornblende können zwei Typen unterschieden werden. Typ 1 ist ein dunkelgrünes, grobkörnig-massiges Gestein, das zwischen Biotitschiefern eingelagert ist. Grüne Hornblende ist neben basischem Plagioklas der Hauptgemengteil, daneben tritt Quarz in den Zwickeln zwischen den größeren Hornblenden und Plagioklasen auf. Siebartig von Quarz-, Feldspat- und Apatiteinschlüssen durchsetzte Hornblenden bringen häufig poikiloblastische Struktur hervor. Gesteine des Typ 2 bestehen fast nur noch aus grüner Hornblende (Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 20^\circ$). Sie gehören zu der Gruppe, die wegen der Parallelanordnung der Hornblenden als Hornblendeschiefer im engeren Sinn bezeichnet wird.

Wenn die Amphibolite auch ihrer Menge nach gegenüber den anderen metamorphen Gesteinen stark zurücktreten, so sind sie doch von besonderem Interesse. CHELIUS [3] erwähnt in den Erläuterungen zu Blatt Zwingenberg hornblende-haltige Gesteine, in denen er ehemalige Diabaslager oder Diabasgänge sieht. Er schreibt zwar, daß er diese Gesteine auf Blatt Zwingenberg nicht beobachten konnte, kartierte aber dennoch das ganze Gebiet als Diabas. Vermutlich haben Analogieschlüsse zu den südlich Darmstadt anstehenden Diabasen CHELIUS dazu geführt, auch in unserem Gebiet in allen Amphiboliten ehemalige Diabase zu sehen. Bei der Neubearbeitung des Blattes wurde die Ansicht von CHELIUS nicht übernommen; bei besonders zahlreichen und mächtigen Amphibolitlagen innerhalb der Schiefer wurde lediglich die Signatur msh eingeführt. Bei keinem der 15 im Dünnschliff untersuchten Amphiboliten konnte die für Diabas bezeichnende ophitische Struktur beobachtet werden; die Feldspäte treten nie leistenförmig auf, sondern als randlich korrodierte rundliche Körner. Durch die Metamorphose wird die Diabasstruktur zwar weitgehend verwischt, wenn man jedoch keinerlei Reliktstrukturen mehr antrifft, erscheint es sehr gewagt, ohne irgendwelche Anhaltspunkte diese Gesteine von Diabasen abzuleiten. Wenn auch manche

Amphibolite durch Umwandlung basischer Intrusiv- und Extrusivgesteine entstanden sind, *bei den Amphiboliten des Balkhäuser Schieferzuges haben wir es in der Hauptsache mit Paragesteinen zu tun*, wie bei der überwiegenden Zahl aller Amphibolite. Auch der Verband spricht dafür, daß durch primären Fazieswechsel verschiedene metamorphe Gesteine entstanden sind.

HOPPE [17] hat sich mit den Amphiboliten des Odenwaldes näher befaßt. Er kommt, wie auch RAMDOHR [30] im Böllstein und KLEMM [19] auf Blatt Neunkirchen zu der Ansicht, daß die Odenwälder Amphibolite heterogenen Ursprungs sind. Als Edukt kommen Diabase, Diabastuffe, Schalsteine, durch gabbroides Magma beeinflusstes Nebengestein oder tonig-mergelige Sedimente in Frage. Bei deren Umwandlung entstehen also Gesteine, die in Normal- und Modalbestand völlig übereinstimmen können, so daß man auf stofflicher Basis keine Klärung erwarten kann. Ebenso kann das Fehlen bestimmter, für Orthogesteine charakteristischer Strukturen zu einer falschen Deutung führen, da sie oft verwischt sind. Eine andere Unterscheidungsmethode führt UYTENBOGAARDT [42] an, der auf Grund von opaken Mineralien Schlüsse auf die Genesis der Amphibolite zieht. Bei Besprechung der Erzminerale wird hierauf eingegangen.

e) **Der Auerbacher Marmor.** Bei der Beschreibung des Marmorlagers halte ich mich im wesentlichen an die Untersuchungen von HOPPE [16], der das Vorkommen eingehend bearbeitete. Die eigenen Studien im ehemaligen Tagebau, sowie die in der Grube können die Ergebnisse HOPPEs nur bestätigen.

Östlich von Auerbach erstreckt sich eine etwa 30 m breite und 1700 m lange Scholle von körnigem Kalk in NE-Richtung über die Bangertshöhe bei Hochstädten. Der Marmor wird von Schiefen umschlossen, die ihrerseits wieder als Schollen im Granit eingehüllt sind. Meistens ist diese Schieferhülle beim „Eindringen des Granites“ durch diesen assimiliert worden, so daß Biotitgranit einerseits und Quarzdiorit andererseits direkt mit dem Marmor in Berührung treten. Der ehemalig sedimentäre Kalk wurde durch die Kontaktmetamorphose in Marmor übergeführt, sandig-tonig-mergelige Lagen wurden zu Kalksilikathornfelsen. Die umgebenden Gesteine erfuhren auf schmaler Zone durch Kalkaufnahme endogene Beeinflussung. Die Mineralführung in Hornfels, Marmor und Grenzbildungen ist eine äußerst interessante und reichhaltige. HOFFMANN [15] und KÜHN [25] zählen insgesamt 70 Mineralien auf, von denen allerdings nur wenige in direktem Zusammenhang mit dem Kalk stehen, sondern durch spätere, pneumatolytisch bis hydrothermale oder verwitterungsbedingte Einwirkungen entstanden sind.

Betreffs Entstehung des Auerbacher Marmors gibt es zwei Ansichten. HOPPE [16] vertritt die Meinung, daß es sich um Riffbildungen handelt. Er denkt dabei an devonische Schichten und zieht Vergleiche mit dem Devon des Breuschtales/Vogesen. Neben der Reinheit des Kalkes, in der Hoppe den Hauptbeweis für seine Annahme sieht, mag für diese noch die Tatsache sprechen, daß sich das Lager nach unten keilförmig verbreitert. Ob dies allerdings nur lokal bedingt ist, oder ob die Verhältnisse in größerer Teufe umgekehrt sind, kann nicht gesagt werden. — Auch MOSEBACH [26] hält es für angängig anzunehmen, daß der körnige Kalk von Auerbach einem umgewandelten Riffkalk entspricht, der in der Givet-Stufe des Devons so häufig ist. Frühere Annahmen, welche die körnigen Kalke des Spessarts und Odenwaldes als Analoga bezeichnen, verneint MOSEBACH.

Die besonders in letzter Zeit häufig beobachtete lagenartige Anordnung vorwiegend Wollastonit führender Kalksilikatfelse und die Tatsache, daß der Marmorzug in seiner Gesamtheit von der allgemeinen Streichrichtung der S-Flächen der

Hochstädter Schiefer nur unwesentlich abweicht, lassen noch eine andere Ansicht betreffs Genesis des Marmors in Erwägung ziehen: Es wäre durchaus denkbar, daß es ursprünglich schichtige Kalke großer Reinheit waren, die ja aus allen palaeozoischen Schichten — Devon, Silur, ja selbst aus dem unteren Kambrium (Görlitz!) — bekannt sind. Während die Schiefer durch den Granit assimiliert wurden, blieben die Kalke in ihrem Zusammenhang erhalten, da sie chemisch weitaus widerstandsfähiger waren.

IV. Das Granitmassiv

1. Der Biotitgranit

Im Gegensatz zu den meisten Granitvorkommen des Odenwaldes, bei denen es sich vorwiegend um hybride und in ihrer Zusammensetzung stark variierende Gesteine handelt, besteht das Melikobusmassiv aus einem Granit, dessen Normal- und Modalbestand im ganzen Massiv sehr einheitlich ist. Es ist ein Biotitgranit mit im allgemeinen richtungslos hypidiomorph-körniger Struktur; nur selten erscheint infolge Fluidaltextur ein Parallelgefüge. Charakterisiert ist das Gestein durch die Mineralkombination Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Biotit. Hierzu kommen noch als Nebengemengteile Apatit, Titanit, Erz und sehr selten Zirkon. Die Schliffintegration ergab im Durchschnitt folgende Werte:

Quarz	31%	Biotit	9,6%
Plagioklas	48%	Titanit	etwa 0,2%
Kalifeldspat	11%	Apatit und Akzessorien etwa	0,2%

Der Zonarbau der Plagioklase — wie er sehr häufig beobachtet wird — weist auf Änderungen des Chemismus hin, so daß auch bei der Bestimmung der Plagioklase sehr unterschiedliche Werte erscheinen. Ihre Zusammensetzung variiert zwischen $Ab_{95}An_5$ und $Ab_{60}An_{40}$. Besonders in den Kernen zeigen viele Plagioklase einen weitgehenden Zerfall in ein Muskovit-Zoisit-Aggregat, die Randschichten sind korrosiv abgetragen und außerdem beobachtet man häufig eine Korrosion mit Auslaugung der Randschichten, die an der optisch abweichenden Orientierung der randlichen Zone zu erkennen ist (s. DRESCHER-KADEN [7], S. 55—58). Meistens ist diese Erscheinung verknüpft mit der Bildung von Quarzstengeln in der Randzone. Myrmekit-Quarz-Schläuche treten nur dann auf, wenn an die Myrmekitzone Kalifeldspäte angrenzen. Letztere bilden meistens die Intergranulare zwischen den anderen Silikaten, treten aber auch als größere, randlich oft korrodierte Kristalle auf. An den Stellen, wo kein Myrmekit auftritt, grenzt der Plagioklas unmittelbar an den Quarz.

Besonders erwähnt sei noch der relativ hohe Titanitgehalt des Granites. Die Titanite treten meistens als maximal 0,2 mm große, idiomorphe Kristalle auf und enthalten sehr häufig kleine runde Erzkörnchen.

Mit Annäherung an den Schieferkontakt entwickelt sich eine saure Randfazies, deren kontaktnächster Teil aplitischen Charakter trägt. Dazu kommt eine starke Durchtrümmerung durch aplitische Gänge. Die maximale Mächtigkeit dieser Zone scheint 10 m nicht zu überschreiten.

Die chemische Analyse liegt von einem Biotitgranit aus dem Alsbacher Gemeindesteinbruch vor (s. Tabelle 2).

Tabelle 2. *Chemische Analysen der Melibokusgesteine* (KLEMM [23])

Probe 1: Biotitgranit, Alsbacher Gemeindesteinbruch. Analyse MARZAHN.
 „ 2: Aplit, Ostabhang Melibokus. Analyse F. KUTSCHER.
 „ 3: Malchit, Steinbruch am Wasserleitungsweg. Analyse HENRICH.
 „ 4: Vogesit, Steinbruch am Wasserleitungsweg. Analyse BUTZBACH.
 „ 5: Minette, Steinbruch Salzwiese bei Hochstädten. Analyse KREUTZ.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,73 ¹	75,97	58,68	51,65	52,68
TiO ₂	— (?)	—	1,11	1,34	0,20
Al ₂ O ₃	15,97	10,84	17,78	13,46	16,27
Fe ₂ O ₃	1,27	2,03	4,43	3,32	2,31
FeO	1,32		1,36	4,22	2,39
MnO	—	—	—	—	0,10
MgO	0,68	0,16	2,94	6,46	3,97
CaO	3,28	1,01	5,40	6,49	7,19
Na ₂ O	5,30	4,23	4,07	3,88	1,80
K ₂ O	1,72	4,91	3,07	2,76	7,64
P ₂ O ₅	0,21	—	0,21	0,84	0,48
SO ₃	—	—	0,21	0,26	0,38
CO ₂	—	—	0,14	2,79	3,02
H ₂ O über 110°	0,53	0,49	0,83	2,52	1,32

Niggli-Werte

si	313	460	188	139	156
al	42,5	38,5	33,5	22	28
fm	13,5	10,5	29	42	29
c	16	7	18,5	19	23
alk	28	44	19	17	20
mg	0,34	0,14	0,49	0,61	0,61
k	0,16	0,43	0,33	0,32	0,73
c/fm	1,2	0,67	0,63	0,45	0,79
qz	+101	+184	+17	-29	-24

¹ Angaben in Gew.-%.

2. Die Ganggesteine

a) Die Aplit. Soeben wurde die aplitische Randfazies des Granites erwähnt. Im folgenden sollen nun die eigentlichen Gangaplite besprochen werden, die sowohl im Granit als auch in den angrenzenden Schiefen auftreten. Während sie in den Schiefen meistens scharfe Grenzen zeigen, ist ihr Salband im Granit nicht scharf ausgebildet. Streich- und Fallrichtung der Aplitgänge ist regellos.

Eine besondere Gruppe der Pegmatite wurde nicht abgetrennt, da gangförmige Pegmatitvorkommen stets mit Aplitgängen verbunden sind, d. h. es sind lediglich pegmatitische Partien innerhalb der aplitischen Gesteine. Als extreme Ausbildung aplitischer Spaltenfüllung wurden reine Quarzgänge beobachtet.

Die wesentlichen Gemengteile der Apliten sind Kalifeldspat und Quarz. Untergeordnet führen sie sauren Plagioklas, Muskovit und Apatit. Als KF ist besonders der Mikroklin sehr häufig; der Orthoklas ist meistens fleischrot und erscheint im Dünnschliff durch Eisenoxydstaub getrübt. Quarz tritt in zwei Generationen auf: Erstens als rundliche, häufig korrodierte Körner und zweitens als Zwickelfüllungen zwischen den Feldspaten oder wurmartig gewunden im Kalifeldspat. Diese letztgenannten schriftgranitischen Strukturen sind die Regel, häufig beobachtet man aber auch, daß der Quarz nicht stengelförmig vorkommt, sondern teilweise unregelmäßig den Kalifeldspat durchdringt. Folgt man der Terminologie von DRESCHER-KADEN [7], so wird man ihn hier im Gegensatz zu dem stengel-

förmigen Auftreten als Granophyrquarz bezeichnen (Abb. 7). Die Form der Quarze ist zum Teil ähnlich dem Schrift-Quarz, zum Teil flächenförmig unregelmäßig mit überwiegend abgerundeten Konturen. Die Kalifeldspäte enthalten häufig stark korrodierte bzw. teilweise resorbierte Plagioklase. Wirt und Einschuß werden durchsetzt von sekundärem, granophyrischem Quarz.

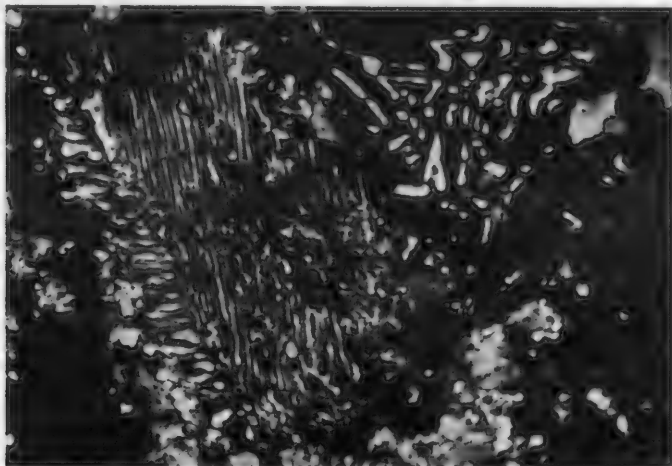


Abb. 7. Granophyrquarz in Kalifeldspalt — Aplit Ostabhang Melibokus, bei „Drei Brunnen“. + Nic. Vergr. 100mal

b) Die Lamprophyre. Die Lamprophyre des Odenwaldes wurden von SANDKÜHLER [39] eingehend behandelt. Im Hinblick auf grundsätzliche Erörterungen der Tektonik sei einiges davon noch einmal aufgegriffen, zumal die Untersuchungen SANDKÜHLERS mit den gefundenen Ergebnissen weitgehend übereinstimmen.

Die *Malchite* sind makroskopisch dichte bis mittelkörnige Gesteine von dunkelgraugrüner bis schwarzer Farbe. SANDKÜHLER konnte nachweisen, daß es sich nicht um aplitische Nachschübe eines dioritischen oder gabbroiden Magmas handelt, da die Malchite hauptsächlich im Granit des Melibokus vorkommen, also in einem den Gabbros und Dioriten gegenüber jüngeren Biotitgranit. Deren altersmäßige Stellung hat schon KLEMM [22] gedeutet, als er die Kontakte zwischen Granit und Diorit näher untersuchte und dabei die Feststellung machte, daß Gabbroschollen im Granit vorhanden sind.

Neben kleineren Vorkommen im übrigen Odenwald (z. B. im Diorit von Oberramstadt, im hybriden Biotitgranit östlich unseres Gebietes u. a. O.), s. auch KLEMM [24], haben die Malchite ihre Hauptverbreitung im Granit des Melibokus. Am besten sind sie in den Steinbrüchen am Westabhang des Massivs aufgeschlossen, bei der Kartierung konnten sie aber auch an anderen Stellen angetroffen werden.

Die petrographische Untersuchung ergab, daß bei den Malchiten — auch wenn sie aus verschiedenen Gängen stammen — keine wesentlichen Abweichungen vom normalen Mineralbestand vorkommen; meistens überwiegen bei den femischen Gemengteilen die Hornblenden, Biotit tritt demgegenüber etwas zurück, und nur in wenigen Ausnahmen sind Biotit und Hornblende in gleichen Mengen vorhanden. Beide kommen nebeneinander vor, so daß eine Trennung in Biotit- und Hornblende-Malchite nicht erforderlich ist. — Der Hauptgemengteil ist ein saurer Plagioklas (nach SANDKÜHLER schwanken die Werte zwischen $Ab_{85}An_{15}$

und $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$), der oft idiomorph gegen die feinerkörnige Grundmasse ist, infolge randlicher Korrosion häufig auch von seiner Leistenform abweicht und als gerundetes Korn erscheint. Meistens sind die Plagioklase innen zersetzt und häufig

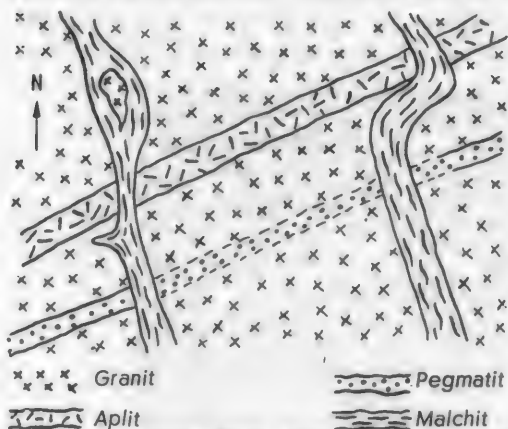


Abb. 8. Durchbruch zweier Malchitgänge durch einen Aplit- und einen Pegmatitgang im Alsbacher Steinbruch. (Nach SANDKÜHLER [39])

zonar gebaut. Als größere Kristalle und als kleinere Stäbchen erscheinen die grünen Hornblenden; sie sind in der Regel sehr schlecht ausgebildet. Relativ häufig sind leistenförmige Biotite, Apatitnadeln, Erz und Epidote. Letztere sind sekundär entstanden, da sie besonders in der Nähe und an Klüften angereichert sind. Eine untergeordnete Stellung nimmt der Quarz ein; er tritt wie der sehr seltene Kalifeldspat in den Intergranularen zwischen Plagioklas und Hornblende auf. Titanit kommt oft in beachtlicher Menge vor. Bemerkens-

wert ist noch das Vorkommen von *Granat*, der bei einigen Malchiten im Anschliff beobachtet wurde. Da Granat sehr gerne ausbricht, wurde er im Dünnschliff früher übersehen. — Das Gefüge der Malchite ist teils regellos, teils durch Parallelanordnung der Hornblenden und Biotite paralleltexturiert.

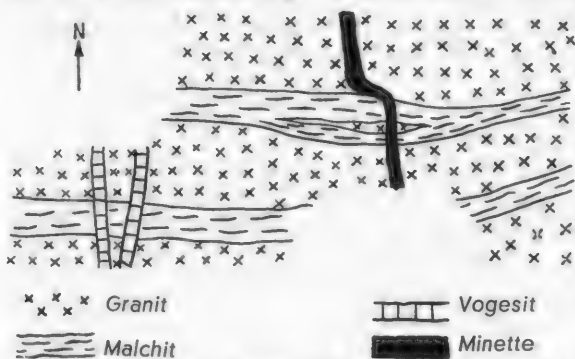


Abb. 9. Grundriß des Aufschlusses im Weidental am Südabhang des Luciberges. Vogesit und Minette durchbrechen 2 Malchitgänge. (Nach SANDKÜHLER [39])

Der Vollständigkeit halber sei noch gesagt, daß CHELIUS [2] feinerkörnige und porphyrische Varietäten Orbite, gröberkörnige Lucite nannte. Mineralogisch und chemisch zeigen sie nahezu die gleiche Zusammensetzung wie die Malchite.

Von einem Malchit aus dem auflässigen Steinbruch am Wasserleitungsweg bei Zwingenberg liegt die Analyse vor (s. Tabelle 2).

Während die malchitischen Gesteine im Melibokusgebiet sehr häufig sind, trifft man die basischeren Lamprophyre — Minetten und Vogesite — nur selten (z. B. im Steinbruch am Wasserleitungsweg). Kersantite wurden nicht beobachtet. Stofflich und strukturell ähneln sich die Gesteine der Minette-Vogesit-Reihe sehr, weswegen sie nicht von allen Petrographen scharf getrennt werden. Anfänglich unterschied CHELIUS streng beide Endglieder voneinander; so schreibt er [3], S. 32: „Augit ist stets neben Feldspat bei den Odenwaldminetten und Vogesiten ein wesentlicher Gemengteil. Biotit und Hornblende kommen nicht nebeneinander vor.“ In einer späteren Arbeit [4], S. 770, heißt es jedoch, daß es zwischen Minetten und Vogesiten einerseits und zwischen diesen und Kersantiten andererseits zahlreiche Zwischenglieder gibt. Zu dieser Ansicht kommt auch KLEMM [21].

Die *Minetten* sind feinkörnige Gesteine, die in dichter Grundmasse vorwiegend Biotit als Einsprengling enthalten. Die Struktur der aus Plagioklas-Kalifeldspat-Quarz bestehenden Grundmasse ist im allgemeinen panidiomorphkörnig, nur bei Partien mit idiomorph ausgebildeten Feldspäten wird sie hypidiomorphkörnig. Neben Biotit ist Augit unter den Einsprenglingen am verbreitetsten; sehr häufig ist er korrodiert. Seltener findet man Hornblende, die dann meistens in gut ausgebildeten Kristallen auftritt. Olivineinsprenglinge sind ebenfalls oft als deutliche, größtenteils in grüne Hornblende und Serpentin umgewandelte Kriställchen vorhanden. — Im allgemeinen haben die *Minetten* keine deutliche Fluidaltextur, zeigen aber immer Salbandverdichtung. — KLEMM [21] unterscheidet im Odenwald Glimmer-, Quarz- und *Vogesitminetten*. Letztere führen wie die *Vogesite* braune Hornblende.

Die *Vogesite* unterscheiden sich von den *Minetten* in der Hauptsache dadurch, daß bei ihnen der Glimmer durch vorwiegend langprismatisch ausgebildete Hornblende vertreten oder vollkommen ersetzt wird. Es ist eine braune Hornblende mit einem Axenwinkel von 89° , Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 13^\circ$ (KLEMM [21]).

Von einem *Vogesit* aus dem Steinbruch am Wasserleitungsweg und von einer *Minette* aus dem auflässigen Steinbruch an der Salzwiese bei Hochstädten liegen Analysen vor (s. Tabelle 2).

Zeitlich stehen die Malchite zwischen den Apliten und den dazugehörigen Pegmatiten, die von Malchiten durchsetzt werden, und den *Minetten* und *Vogesiten*, die wiederum die Malchite durchsetzen (Abb. 8 und 9).

V. Die Tektonik des Massivs und seines Rahmens

Der Hauptteil des Bergsträßer Odenwaldes zeigt den normalen Aufbau eines varistischen Gebirges, N 50° E streichende Schiefer, Amphibolite, Gabbrodiorite, Quarzdiorite, Biotitgranite und deren Mischgesteine. Betrachtet man nun das Melibokusmassiv und seine Randzone, so erkennt man sofort, daß der im Osten angrenzende Schieferzug in seiner Ganzheit nicht mehr varistisch, sondern rheinisch streicht. Ausdrücklich sei betont, daß lediglich der Schieferzug von der varistischen Richtung abweicht, nicht aber die Schiefer selbst. Die Streichrichtung der S-Flächen der Schiefer schwankt zwischen N 40° E und N 60° E bei Fallwerten zwischen 55° und 70° nach SE, ist also varistisch. Wenn die Striemung eingemessen werden konnte, ergab sich immer der Wert N 50° E.

Tektonische Untersuchungen im Massiv und in der Randzone wurden von BOLBACH [1] durchgeführt. Viele eigene Messungen stimmen mit denen von BOLBACH überein, doch unterscheiden sie sich gerade dort, wo sie für die Deutung des Massivs besonders wichtig sind. Während BOLBACH der Ansicht war, daß der Kontakt konkordant ist, deuten die nachstehenden Untersuchungen auf einen diskordanten Verband. An keiner Stelle konnte ein umlaufendes Streichen der kontaktmetamorphen Schiefer gemessen werden, sondern diese streichen durchweg varistisch. Nirgends findet man Anzeichen, die für ein „flexurartiges Einbiegen der Streckung in die Richtung der Rheintalzone“ sprechen. Vielmehr liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt, wie BOLBACH [1], S. 96 selbst beobachtete. Er stellte nämlich fest, daß die Streckungsfläche in den auflässigen Steinbrüchen östlich von Alsbach N 10° bis 30° W streicht bei steilem NE-Fallen. — Die Deutungen BOLBACHS scheinen in manchen Punkten durch die undiskutable Arbeit von EWALD beeinflusst worden zu sein. BOLBACH war es aber, der genaue tektonische Messungen im Massiv durchführte und dadurch die von den varistischen Verhältnissen abweichenden Richtungen im Melibokus klar herausstellte, auf die nun näher eingegangen werden soll.

*Die tektonischen Elemente des Granites*¹. In dem uns heute zugängigen Teil des Massivs sind zwei Kluftsysteme besonders häufig:

1. Ein System, das zwischen N 80° E und N 115° E schwankt, und dessen Maximalwerte in den eingemessenen Steinbrüchen nur unwesentlich voneinander abweichen. Die Maxima des Einfallens liegen um 85° N.

2. Ein System, dessen Streichwerte zwischen N 5° E und N 25° E liegen und dessen Einfallen zwei Maximalwerte, den einen bei 80° W, den anderen bei 80° E hat.

Die Kluftmessungen wurden in drei Steinbrüchen durchgeführt, die sich in der Nord-Süd-Erstreckung am Westabhang des Melibokus befinden. Die Entfernung zwischen dem nörd-

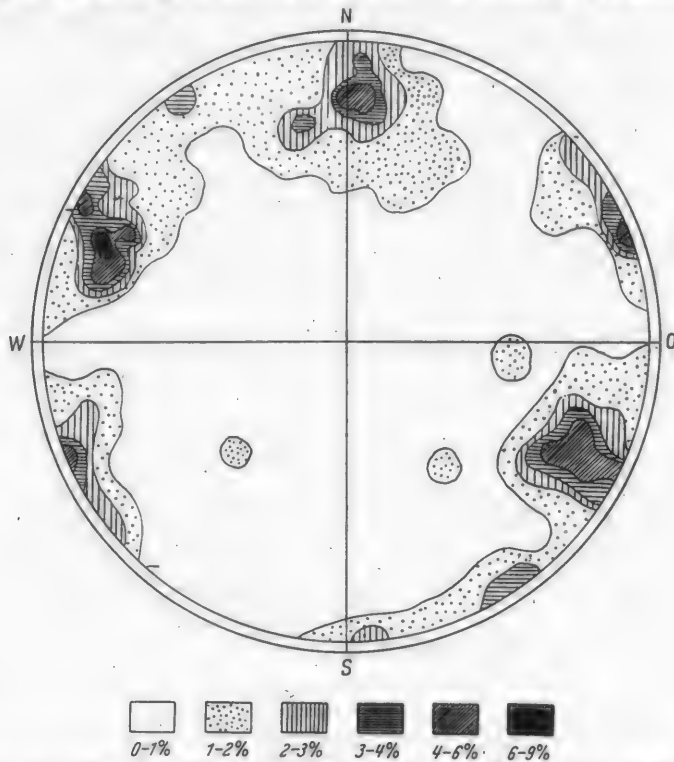


Abb. 10. Kluftdiagramm. Melibokusgranit. Steinbruch Stadt Bensheim (85 Klüfte)

lichen (Alsbacher Gemeindesteinbruch) und dem südlichen (Steinbruch der Stadt Bensheim beträgt etwa 2 km. Die Gegenüberstellung der drei getrennt durchgeführten Kluftmessungen und deren Aufzeichnung nach der Methode der flächentreuen Azimutalprojektion (SCHMIDT [40]) erläutert das Obengesagte (Abb. 10, 11 und 12).

Die durchschnittlich EW streichende Gruppe stellt die Querklüfte *Q* dar, ihnen folgen die späteren Gangaufüllungen. Die zweite Gruppe, die Längsclüfte *S*, mit einer mittleren Streichrichtung von N 10° E folgt der Streckung und Faserung des Granites, die im Alsbacher Gemeindesteinbruch zwischen N 5° E und N 15° E streicht und saiger einfällt. Dies ist auch die durchschnittliche Richtung im Massiv, in dessen nördlichem Teil sie allerdings nach N bzw. NNW umzubiegen scheint. An manchen Stellen geht die Streckung in flächenhafte Schieferung über (BOLBACH [1], S. 94).

¹ Eine an die SANDERSCHEN Arbeiten [38], S. 145f. im Melibokus anschließende gefügekundliche Untersuchung wird zur Zeit durchgeführt.



Abb. 11. Kluftdiagramm. Melibokusgranit. Steinbruch Helm (70 Klüfte)

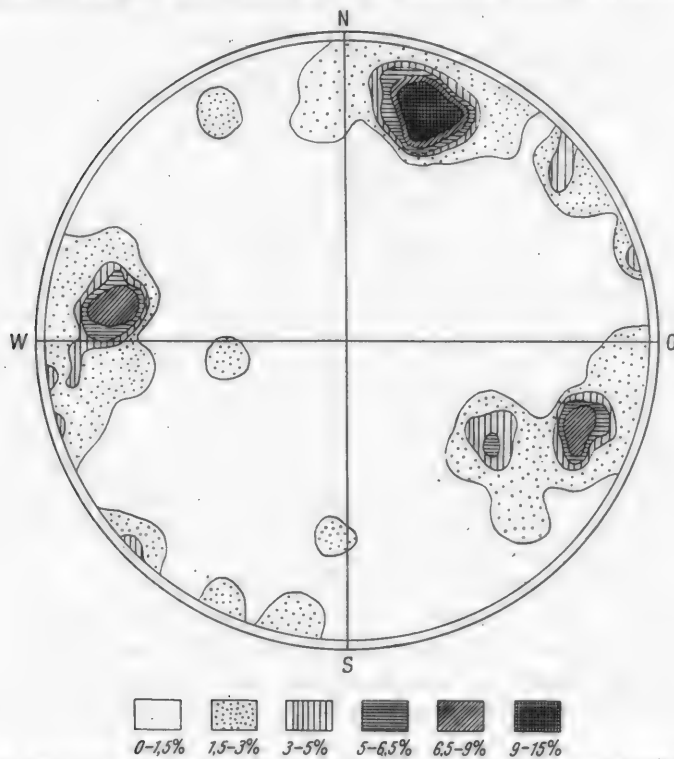


Abb. 12. Kluftdiagramm. Melibokusgranit. Alsbacher Gemeindesteinbruch (70 Klüfte)

Um die tektonischen Verhältnisse des Melibokus zu deuten, ist es zunächst von besonderer Wichtigkeit, die *Erscheinungsform der Gänge* zu diskutieren. Folgende Tatsachen fallen bei Betrachtung der Gangsteine im Bereich des Massivs auf:

1. Die Streichrichtung der Aplite ist vollkommen unregelmäßig.
2. Das Streichen der Malchite schwankt zwischen $N 80^{\circ} E$ und $N 95^{\circ} E$ (s. Abb. 1). Auffallend ist die fächerförmige Anordnung der Gänge, der „Fächer“ öffnet sich nach Osten.
3. Die Minetten und Vogesite stehen in der Regel nahezu senkrecht auf den Malchitgängen.
4. Bei der stofflichen Besprechung der Ganggesteine wurde bereits erwähnt, daß die Aplite die ältesten, die Minetten und Vogesite die jüngeren Gesteine sind. Eine Mittelstellung nehmen die Malchite ein, denen sich die zeitlich etwas älteren Alsbachite in ihrem tektonischen Auftreten anschließen.

Nun zu den Einzelheiten: Die Streichrichtung der Aplitgänge zeigt keinerlei Gesetzmäßigkeiten. Streichen und Fallen der Gänge variiert so stark, daß ein wirres, vorerst unerklärliches Bild entsteht. Die Korngröße ist bei den Apliten überall gleich, d. h. während ihrer Bildung bestanden zwischen der Abkühlungsgeschwindigkeit an der Gang-Außenfläche und der in der Mitte keine wesentlichen Differenzen. Das Salband ist nicht so scharf wie bei den Lamprophyren, sondern „verfranst“ sich mit dem Nebengestein. Dieses muß zur Zeit der Aplitintrusion also noch ziemlich „heiß“ gewesen sein; die Abkühlung beider Gesteine wird wohl ziemlich gleichmäßig verlaufen sein.

Verfolgt man die Malchite von Süden nach Norden, so ergibt sich eine allgemeine Streichrichtung der Gänge, die ostwestlich verläuft, und ein saigeres Fallen. Trägt man jedoch die diversen Gänge auf der Karte ein, so bekommt man ein sehr bemerkenswertes Bild: Im Süden streichen die Gänge etwa $N 90^{\circ}$ bis $95^{\circ} E$, im mittleren Teil des Melibokus $N 85^{\circ} E$ und im nördlichen Alsbacher Gemeindesteinbruch etwa $N 80^{\circ} E$. (Noch weiter nördlich stellte Herr Prof. RÜGER bei einer Geländebegehung vor 25 Jahren einen Malchitgang fest, der $N 70^{\circ} E$ streicht. Leider konnte dieser Gang nicht mehr gefunden werden.) Aus diesen Werten ergibt sich nun ein Gangsystem, das den äußeren Teil eines Fächers darstellt und dessen Zentralpunkt in der Rheinebene zu suchen ist.

Die seit langem bekannte Tatsache der Salbandverdichtung, bedingt durch größere Abkühlungsgeschwindigkeit an der Außenfläche eines Ganges (WINKLER [43], Abb. 9 und 10) ist bei den Malchiten gut ausgebildet. Sie drangen also in ein bereits schon weit abgekühltes Nebengestein ein.

Die dritte Gruppe, die Minetten und Vogesite, sind weniger häufig. Dort, wo diese Gesteine aber auftreten und eingemessen werden konnten, zeigte sich immer wieder eine Gesetzmäßigkeit: Sie stehen ungefähr senkrecht auf den älteren Malchiten, streichen also NS und fallen in der Regel steil nach Westen ein. Salbandverdichtung wird immer beobachtet.

Während in den meisten Fällen Massive in ihrer Gesamtheit untersucht werden können, müssen unsere Untersuchungen auf den Ostteil beschränkt bleiben. Versucht man trotzdem die Beobachtungen zu verknüpfen, so erscheint mir folgende Deutung am wahrscheinlichsten: Die Bildung von Klüften ist erst möglich, wenn die Abkühlung zu einer gewissen Zugfestigkeit geführt hat. Zu-

nächst werden sich unregelmäßige Risse und Klüfte bilden, die von der granitischen Restschmelze bzw. deren saurem Anteil von aplitischem Charakter ausgefüllt werden. Dann schreitet die Abkühlung des Granites fort, die Kontraktion geht rascher vor sich, und die für viele Plutone bezeichnenden und oft beobachteten Radialgänge (ECKERMANN [8]) entstehen, in die das malchitische Magma eindringt. Nach dem Aufreißen der Radialklüfte, an deren Entstehung außer der Kontraktion wahrscheinlich tektonische Vorgänge stark beteiligt waren, und deren Ausfüllung durch granitische Restschmelze von der Zusammensetzung der Malchite bilden sich senkrecht dazu Ringgänge oder Cone-sheets, in die vogesitische Schmelze eindringt. Am Ostteil eines Massivs wird das Streichen dieser Gänge um N schwanken, einfallen werden die Gänge nach Westen. Der Fallwinkel hängt erstens von der Entfernung zwischen Gang und Zentrum an der heutigen Erdoberfläche ab und zweitens von der Entfernung zu der in der Tiefe liegenden Ausgangsbasis der Restschmelzen. Nehmen wir an, daß der Projektionspunkt des Zentrums an der Oberfläche und die Aufschlüsse am Melibokuswestabhang nahezu auf der Ost-West-Achse des Massivs liegen, dann stimmen die gefundenen tektonischen Werte mit der Deutung überein (Abb. 13).

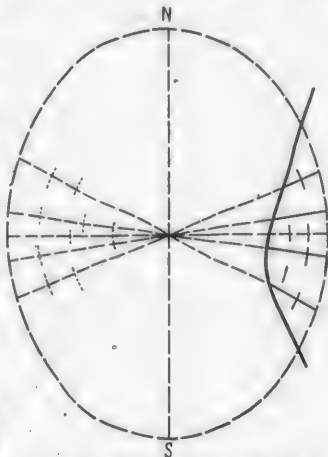


Abb. 13. Schematische Skizze der Gangtektonik des Melibokusmassivs, dessen Zentrum in der Rheinebene liegt

Wir kommen nun zu der Frage nach der Ursache der nicht-varistischen Richtungen im Massiv und nach dem Raum, in den der Melibokusgranit intrudierte. Fassen wir hierzu nochmals kurz das zusammen, was nach den vorliegenden Untersuchungen an Beobachtungsmaterial vorliegt:

1. Stofflich unterscheidet sich der Melibokusgranit von den übrigen Odenwälder Graniten durch seine relative Reinheit.
2. Am Kontakt hat sich eine saure Randfazies gebildet.
3. Die Schiefer werden vom Melibokusgranit diskordant durchbrochen.
4. Das Massiv wird umgeben von einer Kontaktzone, die sich durch höhere Kristallinität, butzenförmige Anordnung der Biotite, Injektion aplitischer Materials und durch kleinere Stoffwanderungen äußert.
5. Die Streckung im Granit, die oft in flächenhafte Schieferung übergeht, streicht N 5° E; die Streckungsfläche fällt steil nach Osten ein.
6. Bei der Gangtektonik konnten wir drei Stadien unterscheiden:
 - a) Intrusion der Aplite in nicht besonders vorgezeichnete Spalten.
 - b) Aufdringen der Malchite in Spalten, die fächerförmig angeordnet sind. Das Zentrum dieser Gänge liegt im Rheintal.
 - c) Aufreißen von Spalten senkrecht zu den Radialgängen und deren Ausfüllung durch Vogesite und Minetten.

Ein grundlegender Unterschied besteht in der Ausbildung des Schieferkontaktes gegen das Melibokusmassiv und gegen die hybriden Granite. Daß im Falle des letzteren keine scharfe Grenze anzugeben ist, wurde schon erwähnt.

Ganz anders ist der Kontakt gegen den Melibokus. Bei schärfster Grenze ist nirgends eine Aufnahme des Nebengesteins durch den Melibokusgranit feststellbar. Im Gegenteil: Die häufigen und zum Teil großen Schieferschollen im Granit des Melibokus gehören faziell nicht dem Schieferzug an, sondern entstammen vermutlich Sedimenten von höherem Niveau, wenn nicht gar unmetamorphen Sedimenten, die das Schieferdach überlagerten. Sie zeigen auch nicht die varistischen Richtungen wie die Schollen in den Hybridgraniten, sondern streichen anders (z. B. N 150° bis 160° E im Steinbruch Heim/Zwingenberg).

Die Hybridgranite sind sicherlich durch teilweise Assimilation der überdeckenden Schiefer entstanden. Da wir diese heute unmittelbar neben den Assimilationsprodukten antreffen, liegt es nahe, tektonische Einwirkungen hierfür verantwortlich zu machen. Die Grenze Schiefer-Hybridgranit wäre demnach eine Verwerfung, die jünger ist als der Hybridgranit.

Anders sind die Verhältnisse im Westen: Hier werden die Schiefer diskordant durchbrochen und kontaktmetamorph verändert. Dieser scharfe Kontakt läßt die Vermutung aufkommen, daß das Magma bei seinem Aufdringen bereits vorgezeichnete Fugen vorfand. In erster Linie wird man daran denken, daß der Schieferzug Hochstädten-Balkhausen seine Erhaltung einem Grabeneinbruch verdankt — einem Graben, der rheinisch gerichtet war — und daß der Melibokusgranit an dessen westlichem Rand aufdrang.

Folgt man der CLOOSSchen Terminologie, so würde man den Melibokus als einen rundlich-linsenförmigen, vertikalen Grenz- bzw. Spaltenpluton zweiter Ordnung bezeichnen, der diskordant, konform und disharmonisch in das NE-gerichtete Schiefergebirge des Odenwaldes eingedrungen ist.

Eine stratigraphische Unterbauung der zeitlichen Abfolge der Intrusionen im Odenwald ist bisher nicht möglich gewesen. So bleiben nur Abwägungen auf Grund der mineralfaziellen Ausbildung der Randgebiete und der Vergleich mit Gebieten, in denen die Voraussetzungen für eine Altersstellung der Intrusionen gegeben sind. So konnte HOENES [14] im Schwarzwald eine Altersstellung der magmatischen Gesteine ermitteln und GALLWITZ [13] in der Elbtalzone von Strehla bis Pirna. Es ist auffallend, daß die von GALLWITZ beschriebenen nachtektonischen Plutone ausgezeichnet sind durch einen diskordanten Kontakt. Auch der Melibokusgranit ist dadurch charakterisiert, ebenso spricht die saure Randfazies und das Fehlen der varistischen Richtungen für einen nachtektonischen Pluton. Die Ansicht, daß es sich bei dem Massiv des Melibokus um einen jungen Granit handelt, hat schon KLEMM [22] geäußert, ohne hierfür jedoch nähere Anhaltspunkte zu geben. Nach allen vorliegenden Beobachtungen erscheint es sehr wahrscheinlich, im Melibokusgranit eine junge Intrusion zu sehen, die zeitlich etwa ins Oberkarbon oder gar ins Unterrotliegende zu stellen ist.

Mylonitonen. Das Auftreten von Mylonitonen im Massiv ist seit langem bekannt. Da ihre Richtung rheinisch verläuft, wurden sie lange Zeit für Bildungen gehalten, die im Zusammenhang mit dem tertiären Einbruch des Rheintalgrabens entstanden sind. KLEMM [24] lenkte dann die Aufmerksamkeit auf rheinisch streichende granitische Quetschzonen mit Turmalinbildung. Da posttriadische Trumalinbildung im Odenwald bisher unbekannt ist, schreibt KLEMM diesen Myloniten prätriadisches Alter zu. — Am Westabhang des Melibokus, besonders in dem großen Steinbruch Heim beobachtete RÜGER [36] Mylonite, die von zahlreichen Karbonatpegmatiten durchzogen werden, die selbst keine Beanspruchung zeigen. Auch bei diesen Gängen scheidet also ein tertiäres Alter aus, da die Bildung der Pegmatite

noch vor Beendigung der tiefenvulkanischen Tätigkeit im varistischen Orogen erfolgt sein muß. Da die Deformation dieser Mylonite in bezug auf alle Mineralien präkristallin ist, bezeichnete sie RÜGER [36] in Anlehnung an SANDER als Blastomylonite. Besonders häufig treten diese rheinischen Blastomylonite am Westrand des Melibokus, also am heutigen Grabenrand auf, so daß RÜGER zu dem Schluß gelangte, „daß zur Bildungszeit der Blastomylonite der heutige Grabenrand als tektonische Bewegungszone in Erscheinung trat“, und daß „nicht allein die rheinische Richtung als solche prätriadisch ist, sondern daß auch das heutige Grabengebiet in der frühesten tektonischen Geschichte des Odenwälder Grundgebirges eine irgendwie gestaltete tektonische Zone darstellte“.

Östlich des Hochstädter Tales im Gebiet des hybriden, zum Teil grobkörnigen Biotitgranites wurde nun eine ebenfalls N 20° E und nahezu saiger stehende granitische Quetschzone festgestellt. Sehr auffällig ist, daß an diesem Gestein dieselben Erscheinungen festgestellt werden können, wie bei den Blastomyloniten des Melibokus, also kataklastische Quarzstrukturen, die durch sekundäre Blastese wieder weitgehend verwischt werden. Neubildung von Biotit und Muskovit, die nur geringe mechanische Deformation zeigen. Die linsenförmig ausgewalzten Quarze löschen undulös aus, die korrodierten Feldspäte — Orthoklas und Plagioklas — sind stark deformationsverglimmert. Der Quarz scheint um diese „Relikte“ auszubiegen, er ist ausgewalzt und schmiegt sich den Feldspatkonturen an.

Die rheinischen prätriadischen Mylonite sind demnach nicht nur auf den unmittelbaren Grabenrand beschränkt, sondern treten auch noch weiter östlich auf. Für die Deutung des Balkhäuser Schieferzuges als rheinisch gerichteter tektonischer Graben mag diese Beobachtung von nicht geringer Bedeutung sein.

VI. Die Erzminerale des Massivs und seines Rahmens

Die Beschreibung der Erzminerale soll ein Beitrag zu den Forschungen sein, die neben dem Erzbestand magmatischer Gesteine den opaken Mineralien metamorpher Gesteine gewidmet sind. Sie schließt sich hiermit an die grundlegenden Arbeiten von RAMDOHR [32] an, der als erster eine umfassende Zusammenstellung der Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen vorgenommen und diese auch in seinem Buch (RAMDOHR [34]) weitgehend berücksichtigt hat. Während der relativ hohe Erzgehalt vieler magmatischer Gesteine in den letzten Jahren zu einigen systematischen Untersuchungen (z. B. FRENZEL [11]) angeregt hat, findet man nur wenige Angaben über die Erzführung metamorpher Gesteine. Trotz dieser quantitativen Nebenrolle sind sie doch von besonderem Interesse, da manche Erze für die Deutung der Gesteinsgenese wertvolle Hinweise geben können. Je größer die Anzahl der im Anschliff betrachteten Gesteine wird, desto schneller wird sich die Erkenntnis durchsetzen, daß eine petrographische Gesteinsbeschreibung, die sich ausschließlich auf die nichtopaken Mineralien beschränkt, nicht vollständig ist. Andererseits dürfen diese Untersuchungen aber nicht zu einer Überbewertung der Erzminerale führen, da Erze gegenüber der Masse von Silikaten eben doch gering und Anschliffe naturgemäß relativ klein sind, so daß besonders in den grobkörnigen Tiefengesteinen wichtige Dinge leicht übersehen werden können.

Die einzelnen Erzminerale werden bewußt nicht in der üblichen Reihenfolge diskutiert, sondern für jeden Gesteinstyp wird eine getrennte Besprechung durchgeführt. Um eine Übersicht zu geben, wurde eine Paragenesistafel der Erzminerale des Melibokus und seiner Randzone gezeichnet (Taf. IIe 3).

Der Biotitgranit des Melibokus. *Magnetit* ist das gemeinste unter den gefundenen Erzmineralien. Er bildet meist weit mehr als 50% des Erzanteils, oft ist er das einzige Opakmineral.

Reflexionsverhalten und Chemismus: Der Farbeindruck in Luft ist grauweiß, der in Öl braunrosa. Besonders in Gegenwart von blauweißem Eisenglanz kommt letzterer besonders gut zur Geltung. Er ist vermutlich durch mehr oder weniger hohen, unentmischten Ti-Gehalt bedingt. Anisotrope Magnetite wurden nicht beobachtet.

Struktur und relatives Alter: Ganz selten sind Exemplare über 1 mm Größe, gewöhnlich erkennt man sie erst bei 500facher Vergrößerung. Häufig sind die Kristalle idiomorph und lassen das Oktaeder erkennen. Einschlüsse von Gangart und Kupferkies im Magnetit werden sehr oft beobachtet, was auf spätere Bildung hinweist. Man gewinnt den Eindruck, daß sowohl die idiomorphen als auch die entlang von Silikatkörnern auftretenden Magnetite durch Blastese entstanden sind.

Verdrängungen: Martitisierung wird bei vielen Magnetiten beobachtet, trotz des oft beachtlichen Titanitgehaltes des Granites! Dies spricht gegen die Behauptung, daß ein höherer Ti-Gehalt der aus basischeren Gesteinen stammenden Magnetiten die Martitisierung nachweisbar hemmt. RAMDOHR [32] machte bereits auf diesen Widerspruch aufmerksam. Besondere Richtungen werden von dem neugebildeten *Eisenglanz* nicht bevorzugt. Am häufigsten ist die Erscheinung, daß Magnetit bis auf einen spärlichen zentralen Rest von Eisenglanz verdrängt wird. Nicht selten beobachtet man Hämatit pseudomorph nach Magnetit. Verwitterungsbedingter Entstehung sind *Nadeleisenerz* und *Rubinglimmer*.

Ilmenit wurde in frischem Zustand nicht beobachtet. Sehr häufig lassen jedoch feine Verwachsungen von Magnetit mit *Rutil* und Eisenglanz auf ursprünglichen Magnetoilmenit schließen. Eisenglanz tritt nicht nur in den ehemaligen Ilmenitpartien auf, sondern ersetzt auch teilweise die Magnetitspindeln. Um die Erzkörner beobachtet man häufig einen feinen Saum von *Titanit*. Diese Leukoxenbildungen sind vermutlich auf hydrothermalen Nachhall zurückzuführen und nur zum Teil verwitterungsbedingt.

Pyrit ist nach Magnetit das häufigste Erzmineral, sein mengenmäßiges Auftreten ist allerdings recht verschieden. Pyritarme Partien wechseln mit lokalen Anreicherungen ab, letztere treten besonders in der Nähe und an Klüften selbst auf, die oft von einer regelrechten Pyrittapete überzogen sind. — Reflexionsverhalten und Chemismus sind normal. — Struktur und Alter: Auch der Schwefelkies ist auffallend idiomorph und enthält zahlreiche Einschlüsse von Gangart, untergeordnet auch Magnetit, Kupferkies und Eisenglanz. Neben der Anreicherung auf Klüften weisen diese Merkmale auf spätere, vermutlich hydrothermale Entstehung hin.

Kupferkies ist hauptsächlich auf die lokalen Pyritanreicherungspartien beschränkt. Hier ist er aber recht häufig, wenn er auch mengenmäßig gegenüber dem Pyrit weit zurücktritt. Er findet sich weniger als größere Körnchen neben diesem, sondern meist allotriomorph zwischen den Silikaten. Entmischungsercheinungen und Verdrängungen wurden nicht beobachtet.

Malchit. Mehr als 75% des Erzanteils werden von *Magnetit* gebildet. Meistens tritt er in kleinen, stets idiomorphen Körnchen auf, die kaum 0,5 mm erreichen.

Besonders interessant ist sein Auftreten in der Hornblende, wo er in feinen, häufig in Schnüren angeordneten Tröpfchen orientiert mit der Hornblende verwachsen ist (Abb. 14). Da die Magnetittröpfchen erst bei 450facher Vergrößerung zu erkennen sind, ist ihre Unterscheidung von ebenfalls tröpfchenförmig, aber seltener vorkommendem Hämatit und Titanit nicht ganz einfach. — Genetisch handelt es sich bei diesen Erzen um Entmischungen einer Fe-Ti-reichen Hornblende.

Bei einigen Magnetiten wurde beobachtet, daß *Titanit* orientiert mit diesen, vermutlich nach (111) verwächst (Abb. 15).

Als Einschlüsse enthalten die Magnetite Pyrit und Magnetkies, letzteren recht selten. — Randliche Verdrängungen durch Brauneisen sind häufig, solche von Eisenglanz weit seltener.

Pyrit tritt mengenmäßig neben den Fe-Oxyden zurück. Noch seltener ist der *Kupferkies*, der nur als Einschuß in den vorwiegend allotriomorphen Pyritkörnern beobachtet wurde. Randliche Umwandlung der Pyrite ist selten.

Minette-Vogesit. Der Opakanteil der Si_2O -ärmeren Lamprophyre ist wesentlich geringer als der in den Malchiten. Während bei den letzteren die Erzminerale schon makroskopisch sichtbar sind, erkennt man sie bei den Vogesiten und Minetten meistens erst bei 450facher Vergrößerung. Neben den Augit- und Biotiteinsprenglingen — erstere wegen ihres relativ hohen Reflexionsvermögens gut zu erkennen — bilden *Magnetit* und *Pyrit* kleine Tröpfchen in der dichten Grundmasse. Gelegentlich treten sie auch allotriomorph zwischen den Silikateinsprenglingen auf, Magnetit ganz selten auch idiomorph. Besondere Strukturen und Verdrängungserscheinungen konnten nicht beobachtet werden.

Amphibolite. Der Erzinhalt der Amphibolite des Hochstädter und Balkhäuser Tales ist außerordentlich gering, ja man kann fast sagen, daß Erzminerale diesen Gesteinen fehlen. Anders sind die Verhältnisse am Ostabhang des Melibokus in der Nähe des Granitkontaktes, wo in den amphibolitischen Gesteinen die Erze oft schon makroskopisch zu erkennen sind.

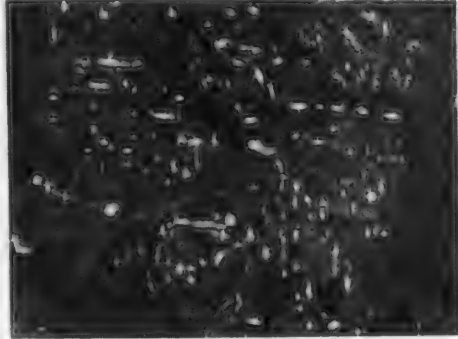


Abb. 14. Magnetit (grauweiß) und Titanit (mittelgrau) tröpfchenförmig in Hornblende. Malchit, Steinbruch Heim/Melibokus. Vergr. 500mal

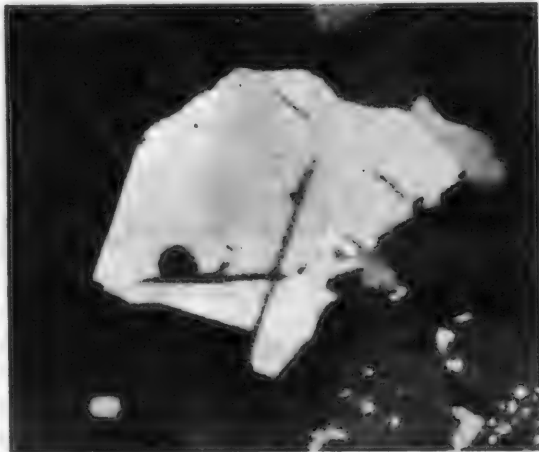


Abb. 15. Orientierte Verwachsung von Titanit (mittelgrau) und Magnetit (grauweiß). Malchit, Steinbruch Heim/Melibokus. Vergr. 800mal.

Neben idio- und allotriomorphem *Magnetit*, der in kleinen Körnchen über das ganze Gestein verteilt ist, beobachtet man deutlich geregelte *Hämatitilmenit*-Schlieren, die bis zu 1 cm groß werden können. In der Regel sind die Ilmenite nicht homogen, sondern liegen als *Rutil* und *Eisenglanz* vor, die innig verwachsen sind. Nur selten erkennt man in diesen Körnern tatsächliche Eisenglanzentmischungskörper. In solchen Fällen bestehen die randlichen Partien größtenteils aus *Rutil* und *Eisenglanz*, während der Kern „ilmenit“-reicher ist. Oft sind die Hämatitkörperchen submikroskopisch klein, so daß lediglich das stärkere Reflexionsvermögen des Ilmenits auf entmischten Eisenglanz deutet. Der Gehalt an Hämatit ist beträchtlich, er ist auch weit größer als der von *Rutil*, was verständlich wird, wenn man bedenkt, daß ein großer Teil des Ti bei der Bildung des umgebenden Titanitsaumes verbraucht wurde. Gelegentlich treten im Titan-eisenerz neben *Rutil* und *Eisenglanz* noch orientierte Magnetitlamellen auf, die selbst teilweise von Eisenglanz verdrängt werden.

Während der *Magnetit* häufig martitisiert und randlich durch *Brauneisen* verdrängt ist, werden die Hämatit- und Magnetoilmenite umgeben von einem schmalen Saum *Titanit*. Er ist als solcher gut zu bestimmen, da im Dünnschliff häufig größere Titanite beobachtet wurden, die mit den randlichen Bildungen übereinstimmen. Leukoxen — oft auch Titanomorphit genannt — entsteht aus Ilmenit in Gegenwart von Ca und SiO_2 der Plagioklase. Diese Umwandlung geht oft so weit, daß der Ilmenit vollkommen ersetzt und nur noch Titanit vorhanden ist, der meistens idiomorph und daher als Idioblast zu deuten ist. Das Reflexionsvermögen von Titanit ist dem hohen Brechungsindex entsprechend recht beträchtlich. Neben Hämatitilmenit ist der Farbeindruck in Luft dunkelgrau, da das Blau-weiß des Hämatits den Farbkontrast deutlich erhöht. Neben Gangart und *Magnetit* ist der Farbeindruck hellgrau. Reflexionspleochroismus und Anisotropie sind deutlich, bei + Nicols und in Öl nimmt das Reflexionsvermögen allerdings stark ab.

Pyrit kommt wie Hämatitilmenit oft in Schlieren vor. Er ist recht häufig, immer idiomorph und reich an Einschlüssen von Gangart und *Magnetit*. Verwitterungsbedingt ist die randliche Bildung von Brauneisen.

UYTENBOGAARDT [42] untersuchte Amphibolite von Västerbotten in Schweden und beschreibt von dort Entmischungserscheinungen von Ti-haltigem Hämatit (Hämatitilmenit), Fe_2O_3 -haltigem Ilmenit und Ti-haltigem *Magnetit*. Auf Grund von Hämatitentmischungskörpern in Ilmenit leitet er die Amphibolite dieses Gebietes von Tiefengesteinen ab. Daß solche Gesteine das Edukt für die Amphibolite von Västerbotten waren, soll hier nicht bestritten werden. Wenn UYTENBOGAARDT aber schreibt, daß Entmischungskörper nicht während der Metamorphose entstehen können, daß sie vielmehr einmal „solid solutions“ gewesen sein müssen, und feste Lösungen von Hämatitilmenit aber nur unter magmatischen Bedingungen sich bilden können, so seien nach Untersuchung der Amphibolite der Melibokus-Randzone gegenüber diesen Bemerkungen doch einige Bedenken geäußert. Ehemalige Sedimente können ursprünglich ohne weiteres entmischte Hämatitilmenite enthalten haben, die ihrerseits sicherlich magmatisch waren. Erzführende Sande zeigen diese Erscheinungen ja immer wieder. Auch während der Metamorphose — epi- bis mesozonale Bedingungen vorausgesetzt — können die Entmischungskörperchen erhalten bleiben.

Beobachtungen an den Amphiboliten der Melibokus-Randzone lassen noch eine andere Bildungsmöglichkeit in Betracht ziehen. Es ist nämlich auffallend, daß die entmischten Hämatitilmenit-führenden Amphibolite nur innerhalb der kontaktnahen Schieferzone beobachtet wurden. Warum sollte es in dieser Zone nicht zu Temperaturen gekommen sein, die primär vorhandene Ilmenite zur Entmischung anregten? Bedenkt man, daß bei Erhitzungsversuchen (RAMDOHR [31], S. 366) die Hämatitentmischungskörper im Ilmenit bereits bei 600° (Luft) teilweise verschwinden, dann erscheint es möglich, daß bei umgekehrtem Vorgang ursprünglich unentmischter Ilmenit bei erhöhtem Druck — wie er in Kontaktnähe sicherlich geherrscht hat — Hämatitkörperchen bei Temperaturen entmischt, die wesentlich unter 600° liegen. — Wenn im Normalfall Entmischungskörper auch auf magmatische Vorgänge zurückzuführen sind, so sollte doch die Möglichkeit einer kontaktmetamorphen Entstehung immer in Erwägung gezogen werden.

Kontaktmetamorphe Schiefer. Die Untersuchungen beschränken sich im wesentlichen auf die im Raum „Drei Brunnen“ anstehenden Gesteine. Der Erzbestand unterscheidet sich kaum von dem der Amphibolite. Mengenmäßig am häufigsten ist der *Magnetit*, in der Regel ist er idiomorph und teils randlich, teils von Sprüngen aus martitisiert. Ganz lokal beobachtet man auch Eisenglanz allein auf Klüften, erkenntlich an den roten Innenreflexen. Verwitterungsbedingt sind randliche Verdrängungen durch Brauneisen.

Schon im Dünnschliff zu erkennen sind *Titanitsäume* um größere Erzkörner. Letztere erweisen sich bei Beobachtung mit reflektiertem Licht als ehemalige Hämatitilmenite, größtenteils vorliegend als innige Verwachsung von *Rutil* und *Hämatit*.

Infolge seiner außerordentlichen Kristallisationsfreudigkeit neigt der *Pyrit* stets zur Bildung idiomorpher, meist würflicher Kristalle. Er ist jünger als die Silikate. In fast allen Pyriten kann man Silikateinschlüsse feststellen, sie sind also idioblastisch gewachsen, vermutlich unter hydrothermalen Bedingungen, wie sie in der Nähe des Kontaktes geherrscht haben mögen. Neben Gangart werden Kupferkies, Magnetit und gelegentlich Magnetkies von Pyrit eingeschlossen. Ganz lokal erkennt man als Relikt vier Spaltbarkeiten, was auf Pyritisierung des Magnetits deutet. Randlich und in Rissen bildet sich um die Pyritidioblasten *Rubinglimmer* und *Nadeleisenerz*.

Kupferkies ist of recht häufig. Man beobachtet ihn nicht nur als Einschluß im Pyrit oder Eisenglanz, sondern auch xenoblastisch in der Gangart. Er wird randlich oft verdrängt durch Nadeleisenerz.

Bleiglanggang innerhalb der metamorphen Schiefer. Unmittelbar an der Fahrstraße zum Melibokus, etwa 300 m nach der Abzweigung zur Ruine „Not Gottes“ sind an der ersten großen Linkskurve die metamorphen Schiefer relativ gut aufgeschlossen. Sie bestehen hier vorwiegend aus quarzitischen Gesteinen, die mit gering mächtigen Biotitschiefern wechsel-lagern. Zwischen den quarzreichen Lagen trifft man karbonatführende Gesteine, die von einem schmalen PbS-Gängchen durchzogen werden. Es handelt sich hierbei zwar nur um ein sehr kleines Vorkommen, sicherlich gibt es aber solche innerhalb der Schieferzone noch häufiger; wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse konnten sie aber nicht beobachtet werden.

Bleiglanz bildet über 90% des Erzanteils. Meistens sind es gut begrenzte, zwischen 0,1 und 0,5 cm große Körner, die aber häufig ihre Idiomorphie infolge

Verwitterungserscheinungen verloren haben. — Angaben über das Reflexionsverhalten erübrigen sich, da keine Besonderheiten festgestellt wurden.

Im Bleiglanz, aber auch selbständig in der Gangart, tritt *Zinkblende* auf. Es sind rundliche, unter 0,5 mm große Körner, die vorwiegend neben Bleiglanz deutliches Relief zeigen. Das Reflexionsvermögen ist sehr gering, der Farbeindruck ist neben Bleiglanz lichtgrau, oft mit braunem Unterton.

Erst bei 500facher Vergrößerung (Öl) werden in der Zinkblende *Kupferkies*-Körperchen sichtbar, die neben dem weißen Bleiglanz deutlich gelbweiß erscheinen. Es sind allerfeinste, rundliche bis eiförmige Körper, die orientiert mit der Zinkblende verwachsen sind. Diese „scheinbaren Entmischungskörper“ sind häufig in parallelen Zügen angeordnet, so daß es sich auch um zonare Einlagerungen handeln kann, was den allgemeinen Verhältnissen auch am ehesten entspricht.

Als feine Tröpfchen, wurmartige Körper oder auch als rundliche Körnchen im Bleiglanz eingelagert sind *Fahlerze*, die oft erst bei 450facher Vergrößerung zu erkennen sind. Die Schleifhärte ist etwas höher als bei Bleiglanz, das Reflexionsvermögen recht gering. Gegen Bleiglanz ist der Farbton deutlich graugrünweiß, in Öl wird der Unterschied noch erheblich verstärkt. — Das besonders zahlreiche Auftreten in unmittelbarer Nähe von Korngrenzen — vorwiegend Bleiglanz/Zinkblende — spricht für eine spätere Bildung als die angrenzenden Erze. Fahlerz konnte erst entstehen, als die ursprünglich geringe As- und Sb-Konzentration der erzbringenden Lösungen größer wurde, d. h. nachdem die mengenmäßig stark überwiegenden Pb-, Zn- und Cu-Sulfide gebildet waren. Die wurmartigen Strukturen lassen auf Verdrängung schließen.

Cerussit hat sich als Verwitterungsprodukt um den Bleiglanz gebildet. Er ist gekennzeichnet durch seine konzentrisch-schalenförmige Anordnung. Das Reflexionsvermögen ist gering, aber doch höher als das der eigentlichen Gangart. Der Reflexionspleochroismus ist in Öl noch höher als in Luft. Durch die Innenreflexe, die besonders in Öl recht deutlich sind, werden die Anisotropie-Effekte verschleiert. — Gelegentlich beobachtet man in den Cerussitbändern eine feine Durchstäubung von *Covellin*, den man selbst bei geringster Korngröße infolge seines auffallend hohen Reflexionsvermögens erkennt. Er ist ebenfalls verwitterungsbedingt und enthält den Cu-Gehalt der ursprünglich vom Bleiglanz eingeschlossenen Fahlerze, oder bildete sich aus den CuFeS_2 -Einschlüssen der Zinkblende.

In der Gangart beobachtet man zahlreiche „erzartige“ Schüppchen, die durch eine deutliche Regelung auffallen. Es handelt sich um kleine, feinkörnige Graphitblättchen, deren Reflexionsvermögen beträchtlich höher ist als das der Gangart. Der Farbeindruck ist licht-braungrau, der Reflexionspleochroismus wie üblich sehr hoch, was besonders in Öl gut zur Geltung kommt. — Die Spaltbarkeit nach (0001) ist gut zu erkennen, die einzelnen Spaltblättchen sind häufig verbogen und gestaucht, was immer mit einer Aufblätterung verknüpft ist (Abb. 16). — Auch in nicht PbS-führenden Schiefen treten diese feinschuppigen Graphite auf. Genetisch stehen sie daher nicht mit dem hydrothermalen Bleiglanzgang in Verbindung, sondern bildeten sich bereits während der Metamorphose der Sedimente, deren organogenen Anteil sie enthalten.

Gabbrodiorit. Um korrodierte und mit Sprüngen durchsetzte Olivine beobachtet man häufig Reaktionssäume von grüner Hornblende. Mit dieser ver-

wachsen tritt *Magnetit* auf. Er durchdringt die Hornblende wurmartig, so daß deutliche Myrmekitstruktur hervorgerufen wird (Abb. 17). — Wie die Hornblenden stellen auch die Magnetite Reaktionsaumbildungen dar, es handelt sich also weder um „eutektische Bildungen“ oder „unmittelbare Entmischungsstrukturen“, noch um „Verdrängungen“, sondern sie gehören zu den „synantetischen Säumen“ im Sinne von SEDERHOLM [41], wie auch in anderen ähnlichen Fällen beobachtet wurde (RAMDOHR [32], Abb. 23). Eine einheitliche Orientierung dieser Magnetite auf größere Erstreckung konnte nicht festgestellt werden, da diese Erscheinungen ja nur bei stark anisotropen Mineralien erkennbar sind. — Sehr häufig findet man xenomorphen Magnetit an den Korngrenzen und in den Rissen der Silikate. In der Regel zeigen sie Martitisierung.

Neben dem Magnetit ist ein grüner *Spinell* häufige Komponente der Koronasäume. Da sie meistens in sehr feinen Verwachsungen auftreten, kann man sie im Anschliff am besten beobachten (Abb. 18). Nur selten treten größere Spinelle auf, aber auch dann sind sie gekennzeichnet durch rundlich-wurmartige Kornformen.

Mengenmäßig neben Magnetit sehr zurücktretend erscheint *Pyrit*. Er ist idiomorph und wird häufig randlich durch Rubinglimmer verdrängt. *Kupferkies*-Einschlüsse sind nicht selten.

Quarzdiorit. Auch bei den östlich an die Schieferzone angrenzenden Quarzdioriten ist *Magnetit* das verbreitetste Opakmineral. Es sind größtenteils kleine, idiomorphe Erzkörnchen, die über das ganze Gestein verteilt sind. Martitisierung wird häufig beobachtet.

Hämatitilmenite sind sehr zahlreich. Sie bestehen oft nur noch aus einem innig verwachsenen Aggregat von *Rutil* und *Hämatit*. Größere Rutildisken sind weitaus seltener (Abb. 19). Gelegentlich beobachtet man im Ilmenit Entmischungskörper von Eisenglanz, die in der Regel nur bei 500facher Vergrößerung



Abb. 16. Graphit mit gut sichtbarer Spaltbarkeit nach (0001). Die dünnen Tafeln sind stellenweise verbogen und gestaucht. Metamorpher Schiefer, Fahrstraße Melibokus. Vergr. 1500mal, Ölimmersion

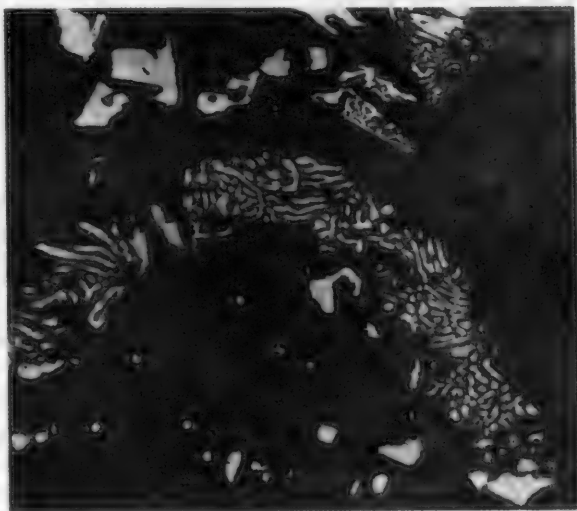


Abb. 17. Myrmekitischer Magnetit als Reaktionssaumbildung um ehemalige Olivine in grüner Hornblende. — Gabbrodiorit östlich Balkhausen. Vergr. 400mal

zu erkennen sind. Auffallend ist, daß nicht nur der „Kern“ relativ viel Ilmenit enthält, sondern daß ilmenitreiche Partien auch unmittelbar an den randlichen

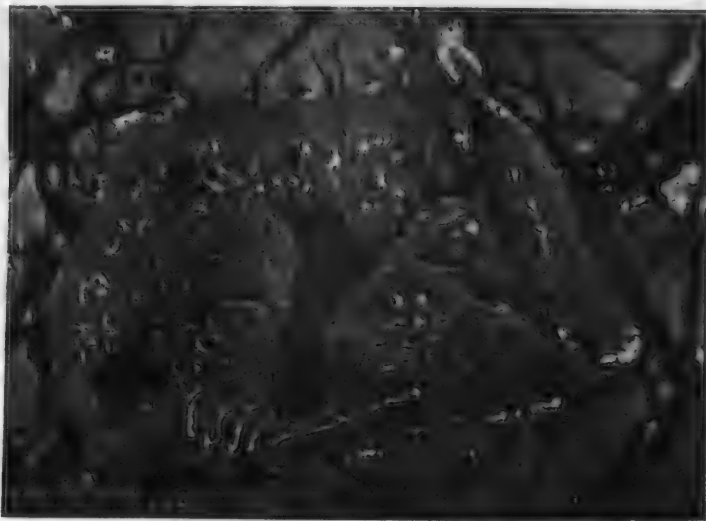


Abb. 18. Myrmekitischer Spinell in grüner Hornblende. Gabbrodiorit östlich Balkhausen Vergr. 450mal.

Titanitsaum angrenzen. *Titanit* ist auch in idiomorpher Ausbildung in den Quarzdioriten recht häufig.

Pyrit ist nicht so häufig wie Magnetit. Nur gelegentlich tritt er in größeren Nestern auf. Fast alle Pyrite enthalten Einschlüsse von Gangart und sind gut idiomorph, was sicherlich durch Blastese bedingt ist. Randlich beobachtet man häufig Verdrängung durch Eisenglanz und *Brauneisen*.



Abb. 19. Grobe Rutildisken (hellgrau) in Hämatit-ilmenit (mittelgrau), der in den äußeren Teilen oft durch Rutil und Eisenglanz (weiß) verdrängt wird. Kaum sichtbar sind die fein entmischten Eisenglanztropfchen im Ilmenit. Randliche Neubildung von Titanit (dunkelgrau). Quarzdiorit östlich Hochstädten. Vergr. 650mal, Ölimmersion

Kupferkies wird oft von Pyrit eingeschlossen, tritt aber auch selbständig in der Gangart auf. An den Rändern und von Sprüngen aus wird er von *Nadeleisenerz* ersetzt.

Nach Betrachtung des Erzbestandes der verschiedenen Gesteinstypen erscheint es notwendig, auf einige sich daraus ergebende Erkenntnisse hinzuweisen. Vergleicht man die einzelnen Gesteine miteinander (Tabelle 3), so zeigt sich, daß abgesehen von dem hydrothermalen Bleiglanzgang der Erzbestand doch

recht einheitlich ist. Bemerkenswert ist jedoch die Tatsache, daß sowohl der Magnetit als auch die Sulfide in der Regel Einschlüsse von Gangart und anderen Erzen enthalten. Es handelt sich, hauptsächlich bei den Sulfiden, also nicht um magmatische, sondern um Bildungen, die mit magmatischen Vorgängen in keinem

Tabelle 3. *Paragenesistafel der Erzminerale des Melibokusmassivs und seiner Randzone.*
(Die unterschiedliche Strichlänge bezieht sich auf die Häufigkeit des betreffenden Erzes)

Mineral	Melibokus- granit	Malchit	Minette- Vogesit	Amphi- bolite	Kontakt- schiefer	Quarz- diorite	Gabbro- diorit	PbS-Gang
Magnetit	—	—	—	—	—	—	—	
Eisenglanz . . .	—	—	—	—	—	—	—	
Ilmenit	—	—	—	—	—	—	—	
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	
Titanit	—	—	—	—	—	—	—	
Nadeleisenerz . .	—	—	—	—	—	—	—	
Rubinglimmer . .	—	—	—	—	—	—	—	
Pyrit	—	—	—	—	—	—	—	
Magnetkies . . .	—	—	—	—	—	—	—	
Kupferkies . . .	—	—	—	—	—	—	—	—
Bleiglanz	—	—	—	—	—	—	—	—
Zinkblende . . .	—	—	—	—	—	—	—	—
Fahlerz	—	—	—	—	—	—	—	—
Cerussit	—	—	—	—	—	—	—	—
Covellin	—	—	—	—	—	—	—	—

direkten Zusammenhang stehen. Die lokale Anreicherung von Pyrit — sowohl in Biotitgranit als auch in den Kontaktschiefern — ist in den meisten Fällen hydrothermal und beruht auf Pyritisierung der Magnetite.

Auffallend ist weiterhin das Fehlen von typischen Hochtemperaturmineralien, wie z. B. Vallerit oder Cubanit im Kupferkies, die auch in der Kontaktzone nicht beobachtet werden konnten. Ebenso fehlen die in vielen magmatischen Gesteinen beobachteten Ilmenitentmischungen im Magnetit, trotz des oft beachtlichen Gehaltes an Ti. In den meisten Fällen wird sich der Magnetit — auch der in den Lamprophyren — erst bei ziemlich niedriger Temperatur gebildet haben.

Der oft beachtliche Titanitgehalt vieler untersuchter Gesteine ist zurückzuführen auf Hämatitilmenite, die größtenteils nicht mehr als solche, sondern als Rutil und Eisenglanz vorliegen. Durch Reaktion des freigewordenen Ti mit Ca und SiO₂ der Silikate bildeten sich Leukoxensäume und idioblastische Titanite.

Zusammenfassung

Im Rahmen des kristallinen Odenwaldes nimmt das Melibokusmassiv eine gewisse Sonderstellung ein. Es fehlen die sonst auftretenden varistischen Richtungen.

Im einzelnen wurden folgende Feststellungen gemacht:

1. Das Melibokusmassiv besteht aus einem Biotitgranit, der sich vor den übrigen Graniten des Odenwaldes durch seine relative Reinheit auszeichnet. Am Kontakt entwickelt sich eine saure Randfazies von aplitischem Charakter. Der Kontakt ist diskordant.

2. Die granitische Intrusion traf eine Serie bereits metamorpher Gesteine an, die am Kontakt unter Injektion nochmals metamorphosiert wurden. Als Ausgangsmaterial kommen vorwiegend grauackartige Gesteine in Betracht. Bei den amphibolitischen Lagen innerhalb der metamorphen Schiefer handelt es sich hauptsächlich um Paragesteine.

3. Die tektonischen Verhältnisse im Massiv sind folgende: Es wurden zwei bevorzugte Klufrichtungen festgestellt: Ein System mit mittlerem Streichen von N 10° E folgt der Streckung im Granit, die oft in Schieferung übergeht. Ein

zweites, sehr scharf ausgeprägtes System pendelt um die EW-Richtung. Ihr folgen, ebenfalls scharf ausgerichtet, die lamprophyrischen Gänge von malchitischem Typus. Die EW-Klüfte sind im Sinne von Cloos als K-Klüfte, die NS-Klüfte als S-Klüfte zu bezeichnen. — Die Ganggesteine lassen sich ihrem tektonischen Auftreten nach und stofflich in drei Gruppen gliedern:

- a) die Aplite mit unregelmäßiger Streichrichtung,
- b) die Malchite und Alsbachite, die fächerförmig angeordnet sind, wobei sich der „Fächer“ nach Osten öffnet, und
- c) die Vogesite und Minetten, die in der Regel senkrecht auf den Malchiten stehen.

Die Beobachtungen sprechen für einen Granitpluton, der diskordant, konform und disharmonisch in das NE-gerichtete Schiefergebirge des Odenwaldes eingedrungen ist, und dessen Zentrum in der Rheinebene liegt. Es handelt sich um einen posttektonischen Pluton, dessen Intrusion zeitlich etwa ins Oberkarbon oder gar ins Rotliegende zu stellen ist.

4. Bei den auftretenden Erzen handelt es sich um Bildungen, die mit magmatischen Vorgängen in keinem direkten Zusammenhang stehen. Die lokale Anreicherung von Pyrit ist in den meisten Fällen hydrothermal und beruht auf Pyritisierung der Magnetite. Der oft beachtliche Titanitgehalt vieler untersuchter Gesteine ist im wesentlichen auf ehemalige Hämatitilmenite zurückzuführen, die während des hydrothermalen Nachhalls in Rutil und Eisenglanz umgewandelt wurden. Durch Reaktion des freigewordenen Titans mit Ca und SiO_2 der Silikate bildeten sich die Titanitidioblasten.

An dieser Stelle sei es mir gestattet, meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. PAUL RAMDOHR und Herrn Prof. Dr. LUDWIG RÜGER für die Überlassung des Themas und ihr stetes Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen. Ebenso möchte ich Frau Prof. Dr. DORIS SCHACHNER und Herrn Prof. Dr. ERDMANNSDÖRFFER für freundliche Unterstützung danken.

Literatur

- [1] BOLBACH, L.: Zur Tektonik des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges. Bd. 40 (1926). — [2] CHELIUS, C.: Das Granitmassiv des Melibokus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 4. F. H. 13 (1892) S. 1—13. — [3] CHELIUS, C.: Erläuterungen zu den Blättern Zwingenberg und Bensheim der geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1:25 000. Darmstadt 1896. — [4] CHELIUS, C.: Petrographische Untersuchungen im Odenwald. VI. Der Kersantit von Heppenheim an der Bergstraße. Zbl. Mineral., Geol., Paläont. (1906) S. 770f. — [5] CLOOS, H.: Zur Terminologie der Plutone. Fennia 50 (1928). — [6] DRESCHER-KADEN, F. K.: Über gangförmige Hornfelsschollen im Zwingenberger Granit. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 8 (1925) S. 256—266. — [7] DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1948. — [8] ECKERMANN, H. v.: The alkaline district of Alnö Island. Sveriges Geol. Undersökning Nr. 36 (1948). — [9] ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Die Diorite des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1949) S. 37—85. — [10] ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Flasergranite und Böllsteiner Gneis. Sitzgsber. Heidelberg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (1949). — [11] FRENZEL, G.: Die Erzparagenese des Katzenbuckels im Odenwald. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 3 (1953) S. 409—444. — [12] FUTTERER, K.: Die Ganggranite von Großsachsen. Diss. Heidelberg 1890. — [13] GALLWITZ, H.: Die Altersfolge der Intrusionen in der Elbtalzone. Sitzgsber. sächs. Akad. Wiss., math.-physik. Kl. Bd. 86 (1934). — [14] HÖRNES, D.: Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwaldes. Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. Bd. 39 (1949) S. 197—223. — [15] HOFF-

MANN, L.: Die Marmorlager von Auerbach a. d. B. in geologischer, mineralogischer und technischer Beziehung. Abh. gr. hess. geol. Landesanst. Bd. 2 (1894) S. 117—161. — [16] HOPPE, W.: Die Marmorlager von Auerbach und ihre Grenzgesteine. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 6 (1923) S. 193—218. — [17] HOPPE, W.: Untersuchungen an kontaktmetamorphen Sedimenten des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 6 (1923) S. 219—239. — [18] KLEMM, G.: Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald. Berlin 1910. — [19] KLEMM, G.: Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 4. F. H. 34 (1913). — [20] KLEMM, G.: Über zwei gemischte Eruptivgänge im Granit des Malchen (Melibokus) an der Bergstraße. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 5 (1923) S. 18—21. — [21] KLEMM, G.: Über die Minetten, Vogesite und Kersantite des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 6 (1923) S. 5—27. — [22] KLEMM, G.: Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 7 (1924) S. 8—22. — [23] KLEMM, G.: Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorpessarts. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 8 (1925) S. 115—169. — [24] KLEMM, G.: Petrographische Mitteilungen aus dem Odenwald. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 9 (1926) S. 104—117. — [25] KÜHNE, R.: Die Erzführung des Auerbacher Marmors. Chemie d. Erde Bd. 7 (1932) S. 503—539. — [26] MOSEBACH, R.: Die körnigen Kalke von Auerbach-Hochstädten an der Bergstraße und der Umgebung von Aschaffenburg. Senckenbergiana Bd. 16 (1934). — [27] NICKEL, E.: Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1949) S. 427—470. — [28] NICKEL, E.: Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald). Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 3 (1953) S. 383—503. — [29] NICKEL, E.: Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergstraße und Böllsteiner Odenwald. Sitzgsber. Heidelberg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 1952 (1953). — [30] RAMDOHR, P.: Die „Gabbros“ des Böllsteiner Gebietes. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 5 (1923) S. 149—190. — [31] RAMDOHR, P.: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd. 54 (1926) S. 320—379. — [32] RAMDOHR, P.: Die Erzminerale an gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 2 (1940). — [33] RAMDOHR, P.: Myrmekitische Verwachsungen an Erzen. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A. Bd. 79 (1945) S. 161—191. — [34] RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin: Akademie-Verlag 1950. — [35] REINHEIMER, S.: Der Diorit vom Buch bei Lindenfels im Odenwald. Inaug.-Diss. Heidelberg 1920. — [36] RÜGER, L.: Über Blastomylonite im Grundgebirge des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 5. F. H. 10 (1927) S. 219—231. — [37] RÜGER, L.: Zur Frage der prämesozoischen Anlage des Rheintalgrabens. Bad. geol. Abh. (1930). — [38] SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Teil 2, S. 145f. Wien u. Innsbruck: Springer 1950. — [39] SANDKÜHLER, B.: Über Malchite und verwandte Ganggesteine im Odenwald. Abh. gr. hess. geol. Landesanst. Bd. 5 (1913). — [40] SCHMIDT, W.: Gefügestatistik. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., N. F. Bd. 38 (1925) S. 392—423. — [41] SÖDERHOLM, J. J.: On synantetic minerals and related phenomena. Bull. comm. Géol. Finland Nr. 48 (1916). — [42] UYTENBOGAARDT, W.: On the opaque mineral constituents in a series of amphibolitic rocks from Norra Storfjället, Västerbotten, Sweden. Ark. Mineral. Geol. Bd. 1 (1953) S. 527—543. — [43] WINKLER, H.: Kristallgröße und Abkühlung. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1949).

Karten. [44] BUBNOFF, S. v.: Tektonische Übersichtskarte des Odenwaldes [Anhang in: Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 89 (1922).] — [45] CHELIUS, C.: Geologische Karte des Großherzogtums Hessen, Blatt Zwingenberg (Bergstraße), 1:25000. 1895. — [46] KLEMM, G.: Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes, 1:100000. Hessische Geologische Landesanstalt 1928.

Dr. GÜNTHER FRIEDRICH, Aachen, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Rhein.-Westf. Technischen Hochschule, Wüllnerstr. 2

Aus dem Geologischen Staatsinstitut Hamburg

Veränderungen an Zirkon und Turmalin in Buntsandstein und Keuper.

Von

I. VALETON

Mit 3 Textabbildungen

(Eingegangen am 17. August 1955)

Die postsedimentäre Schwermineralauflösung und -Neubildung ist für die Klärung der Vorgänge bei Diagenese und Verwitterung von Interesse. An Fe- und Ti-Mineralen erkannte THÜRACH [18] bereits 1884 die Zusammenhänge zwischen Ilmenit- und Titanitersetzung und der Neubildung von Brookit und Anatas. SMITHSON [14] hat bei der Bearbeitung von Trias- und Jurasedimenten Englands gefunden, daß bestimmte oberflächennahe Schichten ärmer an den Schwermineralen Granat und Staurolith sind als ihre von jüngeren Schichten bedeckten Äquivalente. BOSWELL [4] prägte für diese oberflächennahe Auflösung im Schichtverband den Ausdruck: Intrastratalsolution. Ebenfalls SMITHSON beschäftigte sich mit der Neubildung von Schwermineralen in Jurasedimenten und fand im Zusammenhang mit authigenen Ti-Mineralen (Brookit und Anatas) im Bereich der Cliveland-Achse auch Neubildung von Zirkon und Apatit.

Über die Veränderungen an Zirkon und Turmalin sind eine Reihe von Arbeiten erschienen. Authigene Turmalinbildungen beschrieb STOW [16] aus dem Oriskany-sandstone, Virginia, als regionale Erscheinung, DÉVERIN [7] aus Hauterive-Kalken, ALTY [1] aus Unterdevonsedimenten. KRYNINE [11] gibt eine Zusammenfassung über Turmalinneubildungen in klastischen Sedimenten. Gegenüber wurden auch Korrosionserscheinungen an Turmalinen beobachtet, so von TYLER [20] und mir [21].

Neubildungen an Zirkonen sind durch BUTTERFIELD [5] aus Midtley-Grit, der daneben auch das Auftreten stark korrodierter Zirkone beobachtete, HUTTEN [10], SMITHSON [13] aus mittlerem Jura von Yorkshire, BOND [2] aus Karoo- und Kalaharisystem von Süd-Rhodesia, TRUEMANN [19] aus einem Quarzit bekannt geworden. Auf Verwitterbarkeit von Zirkon weist CAROLL [6a, 6b], die Korrosion und völlige Auflösung in lateritischen Böden beobachtete, hin. Ebenso beschreibt FREDERICKSON [8] Korrosion und Lösung von Zirkon in Lateriten.

Im folgenden sollen Zirkon- und Turmalinveränderungen in Buntsandstein und Keuper beschrieben und deren Bildungsbedingungen diskutiert werden.

Um die authigenen Veränderungen an Zirkonen zu studieren, wurden Sandsteine des mittleren Keupers (Heldburgstufe) aus den Brüchen Schönbachmühle bei Eltmann/Main und des mittleren Buntsandsteins aus der Bohrung Oberburg/Main untersucht (Abb. 1). Die beobachteten Zirkone zeigen ein Weiterwachsen primärer klastischer Körner, und zwar sind davon besonders häufig getrübe oder zonare Zirkone betroffen. Das Wachstum erfolgte bevorzugt auf den Flächen der

Prismenzone unter Ausbildung der Pyramidenflächen (111) und bei sehr großen Zacken auch der Prismenflächen. Wachstum in Richtung der c-Achse kommt nur selten vor. Die authigenen Teile sind außerordentlich scharf begrenzt, farblos, klar und ohne Einschlüsse im Gegensatz zu dem Korn, auf dem sie sitzen. Auch sind die Körner häufig von einer Verwitterungsrinde überzogen, die auf den Zacken nicht beobachtet wurde. Die Zacken besitzen etwa gleiche Licht- und Doppelbrechung und gleiche optische Orientierung wie der primäre Kristall. In den meisten Fällen ist die Neubildung so gering, daß unter dem Mikroskop nur eine feine Zähnelung der Prismenflächen zu erkennen ist. In der unmittelbaren Umgebung der Zacken zeigen die Zirkonkristalle stets stärkere

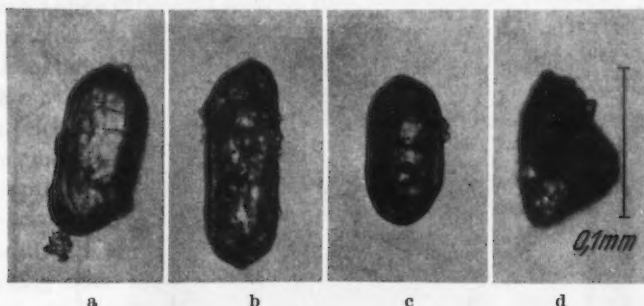


Abb. 1a—d. Weitergewachsene Zirkone. a—c Mittlerer Keuper, Heldburgstufe Eltmann/Main; d mittlerer Buntsandstein Obernburg/Main

Korrosion, und zwar könnte die aufgelöste Menge etwa der neugebildeten entsprechen. Es sieht also so aus, als wäre das aufgelöste Material am gleichen Kristall wieder ausgeschieden worden, eventuell durch Oberflächenumlagerung im festen Zustand wie bei Metallen oder organischen Verbindungen.

VOLMER [22] und ADHIKARI erbrachten den Nachweis, daß bei Berühren eines Benzophenonkristalles mit Quecksilber an einer Stelle Abbau also Korrosion durch Oberflächenwanderung der Moleküle stattfindet. NEUMANN konnte an NaCl zeigen, daß an einer bestimmten Stelle abgebaute Na^+ - und Cl^- -Ionen über die Oberfläche des Kristalls wanderten und an anderer Stelle wieder auskristallisierten. An silikatischen Mineralen sind solche Erscheinungen bisher nicht bekanntgeworden.

HEALD [9] beobachtete in Sandsteindünnschliffen Turmaline und Zirkone, die im Kontakt mit Quarzkörnern durch deren Weiterwachsen korrodiert worden sind (Tafel 14, p 107). Die authigene Zirkonmenge ist außerordentlich gering. Sie wechselt im Buntsandstein wie im Keuper von Schicht zu Schicht, so daß solche Zirkone in einer Schicht gehäuft vorkommen, während sie in anderen Schichten nicht nachweisbar sind. Die durchschnittliche Menge der Zirkone beträgt in den untersuchten Proben des Buntsandsteins etwa 1:300 und im Keuper 1:100 weitergewachsene: unveränderten Zirkonen.

Über den Zeitpunkt der Neubildungen läßt sich folgendes sagen: Die Konturen der Zacken sind sehr glatt und scharf ohne Korrosionserscheinungen und ohne Verwitterungsüberzüge im Gegensatz zu den durch Transport und prädiagenetische Verwitterung beanspruchten Kornoberflächen. Es ist also anzunehmen, daß sie sich erst nach der Sedimentation ausgebildet haben, und zwar entweder

bei der Diagenese oder der Oberflächenverwitterung, wofür auch das horizontgebundene Auftreten spricht. Die Proben des Keupers standen unter Verwitterungseinfluß, die des Buntsandsteins mit den meisten authigenen Zirkonen stammen aus einem Grundwasserhorizont. An den mir zur Verfügung stehenden Proben ist also der Zeitpunkt nicht näher zu datieren. Beobachtungen verschiedener Autoren weisen auf eine gewisse Labilität des Zirkons bei der Verwitterung hin. CAROLL [6a, 6b] beschreibt Korrosion und Auflösung von Zirkonen in lateritischen Böden Australiens. Auch SMITHSON weist darauf hin, daß die authigenen Zirkone zusammen mit Brookit- und Anataseneubildungen bei Fehlen von Granat und Staurolith vorkommen. PILLER beobachtete im Ver-

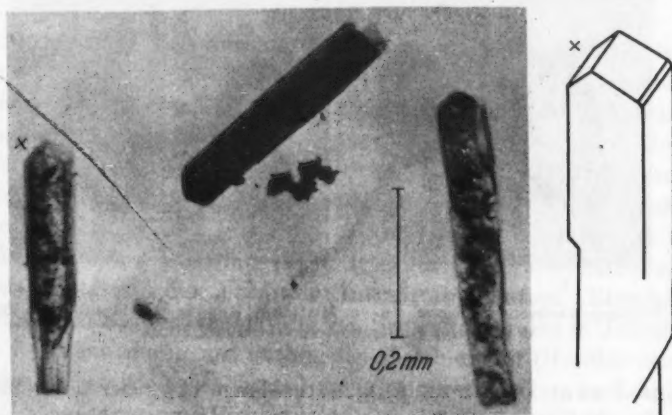


Abb. 2. Turmalinneubildungen, unterer Buntsandstein, Piesberg b. Osnabrück

witterungsgrus des Brockengranits ebenfalls Zirkone mit Anwachspyramiden. Diese sind aber von Glimmerschüppchen umgeben, die nicht bei der Verwitterung entstanden sein können, so daß er den Zeitpunkt der Zirkonneubildung nicht bestimmen konnte.

Erwähnt sei hier noch die Meinung BONDS [2], der die Mächtigkeit überlagernder Schichten wie die Nähe von Eruptivgesteinen für günstige Faktoren der Zirkonneubildung hält. Die Mächtigkeit des Hangenden kann für den süddeutschen Keuper nicht von Bedeutung gewesen sein. Auch ist weder für die Genese im Buntsandstein noch im Keuper ein vulkanischer Einfluß anzunehmen.

Auch die *Turmaline* des mittleren Buntsandsteins, Bohrung Obernburg, weisen Oberflächenveränderungen auf. So sind die Turmaline in den quarzitischen, grobkörnigen Sandsteinen stärker korrodiert als in den übrigen Sandsteinen. Vereinzelt lassen sich auch Neubildungen um gut gerundete, klastische Körner erkennen. Es sind dies unregelmäßige Zacken sehr geringen Ausmaßes, die etwa gleiche Lichtbrechung, etwa gleiche Doppelbrechung und gleiche optische Orientierung wie das klastische Korn besitzen. Die authigenen Partien sind farblos, klar und einschlußfrei. Auch bei den Turmalinen ist neben der authigenen Bildung an der primären Kristalloberfläche eine starke Korrosion zu erkennen, so daß die fehlende Substanz etwa der authigenen entspricht.

Die bisher aus Sandsteinen beschriebenen Turmaline zeigen ähnliche Erscheinungen, stets nur ein sekundäres Weiterwachsen an klastischen Körnern. An den Abbildungen von KRYNINE [11] ist bei verschiedenen Kristallen ebenfalls eine Korrosion an der Kornoberfläche wahrzunehmen; so daß man nur einen kurzen Weg des Materialtransportes anzunehmen braucht.

Etwas ganz anderes ist das Auftreten völlig idiomorpher Turmalinneubildungen in Hohlräumen des unteren Buntsandsteins am Piesberg bei Osnabrück. Der Buntsandstein, der als Graben in oberkarbonischen Sandstein (Aufschluß Klöckner-Werke AG.) versenkt wurde, liegt als sehr feinkörniger, hämatitreicher Sandstein vor¹. In ihm liegen unregelmäßige Hohlräume, die bis zu einigen Zentimetern Länge erreichen können und ausgespülten Tongallen gleichen. Diese Hohlräume sind mit idiomorphen Turmalin- und Hämatitkriställchen gefüllt (Abb. 2). Die Hämatite sind als dunkelrote, sechseckige, flache Täfelchen einer mittleren Größe von 0,06–0,2 mm Durchmesser entwickelt.

Die stengeligen Turmaline zeigen bevorzugte Ausbildung der Prismenflächen, die an einem Ende von einer trigonalen Pyramide begrenzt werden und am anderen Ende meist unregelmäßig oder flach abschneiden. Manchmal strahlen mehrere Kristalle von einem Ansatzpunkt aus. Die Ausbildung ist sehr klar und scharf. Als Ein-

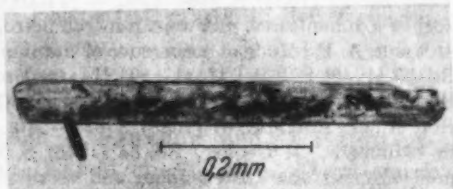


Abb. 3. Idiomorpher Turmalin mit Hämatiteinlagerung, unterer Buntsandstein, Piesberg bei Osnabrück

schlüsse treten Gasblasen oder Hämatite auf, deren Einlagerung in allen Richtungen beobachtet wurde, aber bevorzugt parallel der c-Achse erscheint. Der Pleochroismus der Turmaline ist sehr kräftig, ε = farblos bis hellgelb, ω = hellgrün bis dunkelblaugrün, wodurch sich eine nicht ganz konstante chemische Zusammensetzung ausdrückt. Wahrscheinlich variiert der Fe-Gehalt etwas, wodurch auch die Lichtbrechung der einzelnen Kristalle schwankt. Es ergab sich: $\varepsilon \sim 1,628$; $\omega \sim 1,658$; $\Delta \sim 0,03$.

Vermutlich ist die Turmalinbildung gleichzeitig oder nach der Hämatitkristallisation erfolgt, da Hämatit in die Turmalinkristalle eingelagert ist (Abb. 3). In den Hämatiten dagegen wurden keine Turmalineinschlüsse beobachtet. Das Gestein ist primär hämatit- und turmalinhaltig, so daß der Stoffbestand aus dem Gestein selbst stammt. Die Hohlraumausfüllung müßte nach der Erhärtung des Gesteins in Form von Lateralsekretion stattgefunden haben. Für die Bildung der Turmalinkristalle können verschiedene Faktoren maßgebend gewesen sein:

1. normale Vorgänge bei der Diagenese oder Grundwassertätigkeit, 2. Einfluß durch die tertiäre Verwitterung der Landoberfläche², 3. lokale Aufheizung im Raume Osnabrück durch einen in der Tiefe liegenden Magmaherd (Karbon- und Wealdenkohle sind hier in Anthrazit umgewandelt, TEICHMÜLLER [17]).

Welche Faktoren eine entscheidende Rolle gespielt haben, kann nur durch weitere Funde geklärt werden.

¹ Über diesen Grabeneinbruch, in dem der Buntsandstein über ausgelaugtem Zechstein, der Oberkarbongrauwacken überlagert, liegt, ist eine Bearbeitung von E. VOIGT im Gange.

² Der als Bröckelschiefer ausgebildete Buntsandstein ist dort von der Oberfläche her mehrere Meter tief vertont und gebleicht.

Zusammenfassung

Es wird über Turmalin- und Zirkon-Veränderungen durch Auflösung und Neukristallisation berichtet. Unter Anführung von Beobachtungen anderer Autoren wird von der Verfasserin angenommen, daß es sich um sedimentäre Neubildungen handelt.

Literatur

- [1] ALTY, S. W.: Some properties of authigenic turmaline from lower Devonian sediments. *Amer. Mineralogist*, Bd. 18 (1933) S. 351—355. — [2] BOND, G.: Outgrowths on zircon from Southern Rhodesia. *Geol. Mag.* Bd. 85, S. 35—40. — [3] BOSWELL, P. G. H.: On the mineralogy of the sedimentary rocks. London: Murby 1933. — [4] BOSWELL, P. G. H.: The stability of minerals in sedimentary rocks. *Quart. J. Geol. Soc. London*, Bd. 97 (1942) S. 1ViXXV. — [5] BUTTERFIELD, J. A.: Outgrowths on zircon. *Geol. Mag.* Bd. 73 (1936) S. 511—516. — [6] CARROLL, D., and M. WOOF: Laterite developed on basalt at Interell New South Wales. *Soil Sci. Bd.* 62 (1951) S. 87—99. — [6b] CARROLL, D.: Weatherability of zircon. *J. Sed. Petr.* Bd. 23 (1953) S. 106—116. — [7] DÉVERIN, L.: Sur la turmaline authigène dans les roches sédimentaires. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* Bd. 14 (1934) S. 528—529. — [8] FREDRICKSON, A. F.: Mode of occurrence of titanium and zirconium in laterites. *Amer. Mineralogist* Bd. 33 (1948) S. 374—377. — [9] HEALD MILTON, T.: Stylolites in sandstones. *J. Geology* Bd. 63 (1955) S. 101—114. — [10] HUTTON, C. O.: Studies of heavy detrital minerals. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Bd. 61 (1950) S. 635—710. — [11] KRYNINE, P. D.: The turmaline group in sediments. *J. Geology* Bd. 54 (1946) S. 65—87. — [12] PILLER, H.: Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit. *Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr.* Bd. 2 (1949/51) S. 523—537. — [13] SMITHSON, F.: Outgrowths on zircon in middle Jurassic of Yorkshire. *Geol. Mag.* Bd. 74 (1937) S. 281. — [14] SMITHSON, F.: The alteration of detrital minerals in the mesozoic rocks of Yorkshire. *Geol. Mag.* Bd. 78 (1941) S. 97—112. — [15] SPENCER, E.: Albite and other authigenic Minerals in the limestone of Bengal. *Mineral. Mag.* Bd. 20 (1925) S. 365. — [16] STOW, M. H.: Authigenic turmaline in the Oriskany sandstone. *Amer. Mineralogist* Bd. 17 (1932) S. 150—152. — [17] TEICHMÜLLER, M., und R.: Inkohlungsfragen im Osnabrücker Raum. *Neues Jb. Mineral., Geol. Mh.* (1951) S. 69—85. — [18] THÜRACH, H.: Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titanmineralien in den Gesteinen. *Verh. phys.-med. Ges. Würzburg* Bd. 18 (1884). — [19] TRUEMAN, D. J.: The value of certain criteria for the determination of the origin of foliated crystalline rocks. *J. Geology* Bd. 20 (1912) S. 228—258. — [20] TYLER, S. A., R. W. MARSDEN, F. F. GROUT and G. A. THEIL: Studies of the Lake Superior Prae-Cambrian by accessory mineral methods. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Bd. 51 (1940) S. 1429—1538. — [21] VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. *Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr.* Bd. 3 (1953) S. 335—379. — [22] VOLMER: Kinetik der Phasenbildung. 1939.

Frau Dr. J. VALETON, Geologisches Staatsinstitut Hamburg 36, Esplanade 1b